



**Universidade de Évora**

***O Diapiro da Caldas da Rainha  
no Contexto da Educação Ambiental***

*Cristina Maria Ramos Arneiro*

*Orientador: Professor Doutor Rui Dias*

*Co-orientador: Professor Doutor Pedro Terrinha*

**2005**

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.

Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.



**Universidade de Évora**

***O Diapiro da Caldas da Rainha  
no Contexto da Educação Ambiental***



*Cristina Maria Ramos Arneiro*  
*Orientador: Professor Doutor Rui Dias*  
*Co-orientador: Professor Doutor Pedro Terrinha*

**2005**

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.  
Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.



## ERRATA

Mestrado em Cartografia Geológica

Tese "O Diapiro das Caldas da Rainha no Contexto da Educação Ambiental"

Algumas alterações são referentes às figuras, aconselha-se a consulta do pdf onde as alterações já foram realizadas.

<b>Página</b>	<b>Paragrafo</b>	<b>Linha</b>	<b>Figura</b>	<b>Onde se lê:</b>	<b>Deve-se ler:</b>
1		37		7 - Evolução Geodinâmica da Bacia Lusitaniana	7 - Evolução Geodinâmica da região ocupada pela Bacia Lusitaniana
1				Capítulo 5	Capítulo 6
1				Capítulo 6	Capítulo 5
2		8,9,10		Identador	Identador
5		1		Identação	Identação
13	2			Alteração do sentido da frase	
15			1	Cadeia Caltalã	Cadeia Catalã
15		4		Referência ao autor	
16			*	Introdução de uma nova figura para visualizar a área de estudo	
17			*	Introdução de uma nova figura para visualizar as principais falhas da região das Caldas da Rainha	
18			2	Localização no mapa da Lagoa de Óbidos e da Concha de São Martinho do Porto	
19			4	Introdução da escala	
20			5	Introdução da escala, ajuste das cores	
21			6	Introdução da escala, ajuste das cores	
22		1		Unidades	Sectores
22	1, 2			Referência aos autores	
23			7	Localização da Península de Peniche no mapa	
24	4			Alteração do sentido da frase	
27			8	Localização de Dagorda no mapa	
27			9	Introdução da escala e das idades das formações	
30			11	Introdução da escala no corte e do Soco Hercínico na legenda	
41		1		7 - Evolução Geodinâmica da Bacia Lusitaniana	7 - Evolução Geodinâmica da região ocupada pela Bacia Lusitaniana
40			Tabela 1	Ajustes nas idades	
41			14	expansão	expansão
44	3			Placa Ibérica	Ibéria
44	4			Referência ao autor	
57		4		A	B
57		8		B	C
57		11		C	D
64		6		Identação	Identação
64		11		Identação	Identação
73		6		Identação	Identação
73	3			sectores	áreas
74				Introdução da legenda em anexo	
75		3		et al.	et al.
76		16		Identação	Identação
78			37	Ajustar as cores das dunas no mapa e legenda	
79	2			instruído	intruído
79		21		Identação	Identação
79		20		Identador	Identador
80		11		Identador	Identador
82			40, 41	Orientações dos cortes geológicos	
83		1		Identação	Identação
83		5, 27		Identador	Identador
107		1		Sintéticas	Simétricas

\* o que altera a numeração de todas as figuras que se seguem;

## ROTEIRO GEOLÓGICO

<b>Página</b>	<b>Linha</b>	<b>Figura</b>	<b>Onde se lê:</b>	<b>Deve-se ler:</b>
5		3	Introdução de um esquema geral junto aos esquemas de pormenor	
6	5		Canhão de Setúbal	Falha da Arrábida
8		Tabela: 2ª linha e 3ª coluna	15 000 anos	11 500 anos
13		Tabela	Aparecimento de cavalos e bois	Aparecimento de equídeos
13	30		Margas da Dagorda	Margas de Dagorda
22		22	Ripple marks	Ripple marks
31		33	Regressão	Regressão

# ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	8
ABSTRACT.....	10
RESUMO.....	11
1 – OBJECTIVOS.....	12
2 – INTRODUÇÃO.....	13
3 – DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
4 – GEOMORFOLOGIA.....	17
4.1 – UNIDADES MORFOLÓGICAS.....	18
4.1.1 – SERRA DOS CANDEEIRO.....	19
4.1.2 – PLATAFORMA DE ALJUBARROTA.....	19
4.1.3 – VALE TIFÓNICO.....	20
5 – UNIDADES TECTÓNICAS DA BACIA LUSITANIANA.....	22
5.1 – SECTOR CENTRAL.....	24
5.2 – DIAPIRO DAS CALDAS DA RAINHA.....	25
6 – LITOESTRATIGRAFIA.....	29
6.1 – JURÁSSICO INFERIOR.....	31
6.1.2 – J1AB – MARGAS DE DAGORDA.....	31
6.1.3 – CAMADAS DE COIMBRA.....	32
6.2 – JURÁSSICO MÉDIO.....	32
6.3 – LUSITANIANO DO VALE TIFÓNICO DAS CALDAS DA RAINHA.....	33
6.3.1 – LUSITANIANO INFERIOR «FORMAÇÃO DE CABAÇOS» J <sup>3</sup> A, - OXFORDIANO MÉDIO (CHOFFAT, 1893).....	34
6.3.2 – LUSITANIANO MÉDIO – FORMAÇÃO DE MONTEJUNTO (J <sup>3</sup> B) – TOPO OXFORDIANO MÉDIO-OXFORDIANO SUPERIOR (CHOFFAT, 1887).....	34
6.3.3 – LUSITANIANO SUPERIOR – FORMAÇÃO DE ALCobaça (J <sup>3</sup> C) – KIMERIDGIANO (CHOFFAT, 1885-88).....	35
6.4 – JURÁSSICO SUPERIOR INDIFERENCIADO (J <sup>3-4</sup> ) – «GRÉS SUPERIORES COM VEGETAIS E DINOSSAUROS» (CHOFFAT, 1882).....	36
6.5 – CRETÁCICO – ALBIANO APTIANO E POSSÍVELMENTE NEOCAMIANO (C <sup>1-2</sup> ) – “CAMADAS GRESOSAS DE OLHOS AMARELOS”.....	37
6.6 – PLIOCÉNICO (P) – COMPLEXO ASTIANO DE NADADOURO E ÁGUAS SANTAS E CAMADAS VILAFRANQUIANAS COM LIGNITOS E DIATOMITOS DE RIO MAIOR E ÓBIDOS.....	37
6.7 – PLISTOCÉNICO (Q) – DEPÓSITOS DE ANTIGAS PRAIAS E DE TERRAÇOS.....	39
6.8 – HOLOCÉNICO (A) – ALUVIÕES.....	39
7 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA LUSITANIANA.....	41
7.1 – TRIÁSICO SUPERIOR-CALOVIANO.....	46
7.1.1 – PRIMEIRA FASE DE RIFT.....	46
7.1.2 – PRIMEIRO CICLO MAGMÁTICO.....	47
7.1.3 – SUBSIDÊNCIA TÉRMICA: SINEMURIANO INFERIOR A CALOVIANO.....	48
7.2 – OXFORDIANO-KIMERIDGIANO.....	50
7.2.1 – SEGUNDA FASE DE RIFT.....	50
7.2.2 – CRISE GEODINÂMICA NA PASSAGEM BERRIASIANO-VALANGINIANO.....	52
7.3 – KIMERIDGIANO SUPERIOR-TURONIANO.....	52
7.3.1 – SEGUNDO CICLO MAGMÁTICO.....	52
7.3.2 – DIAPIRISMO SALINO.....	53
7.3.3 – CRISE GEODINÂMICA NO APTIANO.....	59

7.3.4 – TERCEIRO CICLO MAGMÁTICO .....	61
7.4 – COMPRESSÃO DO MIOCÉNICO ATÉ À ACTUALIDADE.....	62
7.5 – NEOTECTÓNICA DA REGIÃO DAS CALDAS DA RAINHA.....	65
7.5.2 – GÉNESE DO VALE TIFÓNICO .....	66
7.5.1 – EVOLUÇÃO SEDIMENTAR.....	70
8 – ANÁLISE DOS DADOS DE CAMPO .....	73
8.1 – MODELOS DE ASCENSÃO DO DIAPIRO .....	75
8.2 – ANÁLISE DOS IDENTADORES .....	79
8.2.1 – IDENTADOR DA PEDREIRA DE CASAL DA CORUJEIRA .....	80
8.2.2 – IDENTADOR DE SOBRAL DA LAGOA .....	83
8.3 – CONCHA DE SÃO MARTINHO DO PORTO .....	84
9 – BIBLIOGRAFIA.....	89
10 – GLOSSÁRIO .....	96
ANEXOS.....	98
ANEXO I.....	99
I - DIAPIRISMO.....	99
I.I – TIPOS DE ESTRUTURAS .....	99
I.I.I – ESTRUTURAS NÃO PERFURANTES.....	99
I.I.II – ESTRUTURAS DIAPÍRICAS OU PERFURANTES.....	99
I.I.II.I – EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO .....	100
I.I.II.II – MODELOS DE TECTÓNICA SALINA EM REGIME DISTENSIVO: .....	103
I.I.II.III – MODELOS DE TECTÓNICA SALINA EM REGIME COMPRESSIVO: .....	105
ANEXO II.....	108
ANEXO III.....	109

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica, entre as quais se destaca a Bacia Lusitaniana. (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979).....	15
Figura 2: Esquema em perspectiva da geomorfologia da região da Concha de São Martinho do Porto, das Caldas da Rainha e da Lagoa de Óbidos. Com base Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D, Caldas da Rainha e na altimetria, cedida pela Associação de Municípios de Oeste.....	18
Figura 3: Perfil topográfico da região a ocidente da Serra dos Candeeiros. (segundo Carvalho, 1953; adaptado de Cabral, 1995).....	18
Figura 4: Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha e da Serra dos Candeeiros durante a compressão Bética.....	19
Figura 5: Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha, a Plataforma de Aljubarrota e a Serra dos Candeeiros durante a transgressão.....	20
Figura 6: Corte interpretativo do diapiro das Caldas da Rainha com a formação do vale tifónico.....	21
Figura 7: Localização dos limites da Bacia Lusitaniana e das falhas que constituem fronteiras internas importantes, ao longo da sua evolução. Divisão da bacia em sectores: A) segundo R. B. Rocha A. F. Soares (1984) e B) segundo A. Ribeiro <i>et al.</i> (1996). (adaptado de Kullberg, 2000).....	23
Figura 8: Localização dos diapiros e de algumas falhas na Bacia Lusitaniana. B – Diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – Cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FN – Falha da Nazaré; FS-PN – Falha de Setúbal-Pinhal Novo; FTV – Falha de Torres Vedras; L- Diapiro de Leiria; M - Diapiro de Matacães; MR – Diapiro de Monte Real; Mt pop-up de Montejunto; PM-RM – Diapiro de Porto de Mós-Rio Maior; PN – Diapiro de Pinhal Novo; S – Diapiro de Soure; SC – Diapiro de Santa Cruz; SPM – Diapiro de S. Pedro de Muel; V – Diapiro de Vimeiro ( <i>in</i> Ribeiro <i>et al.</i> , 1996) (adaptado de Kullberg, 2000).....	26
Figura 9: Interpretação esquemática dos anticlinais diapíricos das Caldas da Rainha e de Rio Maior. (Zbyszewski, 1959); localização aproximada na Figura 8.....	27
Figura 10: Sequências litostratigráficas dos três sectores da Bacia Lusitaniana. Adaptado de GPEP (1986), Rocha <i>et al.</i> (1996), Rasmussen <i>et al.</i> (1998) e Rey (1999) <i>in</i> Kullberg, 2000.....	29
Figura 11: Mapa geológico simplificado com base na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D, Caldas da Rainha (Zbyszewski, 1960) e perfil geológico transversal à estrutura do diapiro (WNW-ESSE).....	30
Tabela 1: Tabela cronoestratigráfica do Neogénico com base na tabela da International Commission on Stratigraphy, 2005 e na tabela de J. Pais, 2003.....	40
Figura 12: Esquema interpretativo do estiramento da crosta continental, durante a separação dos continentes, e a formação da nova crosta oceânica.....	41

- Figura 13: Esquema interpretativo da formação das duas etapas, ocorridas na margem ocidental portuguesa. Inicialmente (A) em Bacia de *Rift* e termina em (B) em Margem Passiva.....42
- Figura 14: Esquema das interrelações dos factores intervenientes na arquitectura dos sedimentos de uma bacia. (modificado de Galloway, 1989 *in* Bernardes, 1992). .....44
- Figura 15: Eventos Tectónicos relacionados com a abertura do Oceano Atlântico. A e B de Sheridan (1983) e C, D e E de Masson & Miles (1984).....45
- Figura 16: Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Triásico, com o início da primeira fase de *rift*. (modificado de Vanney & Mougénot, 1981).....47
- Figura 17: Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico inferior, no decorrer do início da primeira fase de *rift*. (modificado de Vanney & Mougénot, 1981).....48
- Figura 18: Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico médio, no final da primeira fase de *rift* ocorrendo uma fase acalmia e a instalação de uma plataforma carbonatada (modificado de Vanney & Mougénot, 1981) .....49
- Figura 19: Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico superior. (modificado de Vanney & Mougénot, 1981) .....51
- Figura 20: Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Cretácico inferior, no decorrer do segundo ciclo magmático. (modificado de Vanney & Mougénot, 1981).....53
- Figura 21: Localização dos diapiros, de alguns sistemas falhas (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1996 *in* Kullberg, 2000) e dos corpos ígneos do ciclo transicional Berriasiano-Valanginiano, localizados no núcleo ou no bordo leste de diapiros, com as respectivas datações centrais mais fiáveis. (modificados de Ferreira & Macedo, 1983 *in* Dinis, 1999) B – Diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – Cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FN – Falha da Nazaré; FS-PN – Falha de Setúbal-Pinhal Novo; FTV – Falha de Torres Vedras; L- Diapiro de Leiria; M - Diapiro de Matações; MR – Diapiro de Monte Real; Mt - pop-up de Montejunto; PM-RM – Diapiro de Porto de Mós-Rio Maior; PN – Diapiro de Pinhal Novo; S – Diapiro de Soure; SC – Diapiro de Santa Cruz; SPM – Diapiro de S. Pedro de Muel; V – Diapiro de Vimeiro.....54
- Figura 22: Tentativa de reconstituição e modelo de instalação dos corpos ígneos, durante o início do Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano) Perfil representativo da situação actual, elaboração a partir do perfil sísmico interpretado por S. Lomholt *et al.* (1996) (sobrelevado 2X).....57
- Figura 23: Durante o Cretácico ocorre o início da expansão oceânica. (adaptado de Srivastava (1990) *in* Gafeira, 2004) .....59
- Figura 24: Paleoambiente do Aptiano, durante a deposição dos «Grés belasianos» .....60
- Figura 25: Início do Cenozóico, o Oceano Atlântico continua a abrir, consequentemente a Península Ibérica afasta-se para leste. Durante o Eocénico – a orogenia Pirenaica produz uma forte convergência da microplaca Ibérica com a Europeia. (Adaptado de Srivastava (1990) *in* Gafeira, 2004) .....61
- Figura 26: No Miocénico a colisão entre as placas africana e europeia atingiu o seu máximo, durante a orogenia Bética (Adaptado de Srivastava (1990) *in* Gafeira, 2004).....62

Figura 27: Identação devido às compressões NW-SE ocorrida durante o Miocénico (adaptado de Ribeiro <i>et al</i> 1996).....	64
Figura 28: Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha, a Plataforma de Aljubarrota e a Serra dos Candeeiros, após a transgressão e a deposição dos sedimentos marinhos pliocénicos. ....	66
Figura 29: Corte interpretativo da formação da paleodepressão das Caldas da Rainha, após a sedimentação dos depósitos Pliocénicos. ....	67
Figura 30: Corte Geológico transversal ao vale tifónico de Caldas da Rainha, entre Zambujeiro e S. Jacinto, passando pelo Campo, evidenciado a deformação em anticlinal que af afecta os sedimentos Pliocénicos, segundo Zbyszewski (1959).....	69
Figura 31: Contacto entre a unidade das Margas de Dagorda (lado direito) e os depósitos continentais do Pliocénico (lado esquerdo). Corte ao longo da pista pedonal que liga Caldas da Rainha a Foz do Arelho. ....	70
Figura 32: Modelos alternativos de evolução dos diapiros do litoral estremenho para depressões tectónicas (vales tifónicos) no Pliocénico terminal e Quaternário (Modelo A ou Modelo B). Esquemas fora de escala muito sobre elevados. As altitudes representadas na escala vertical referem-se ao nível de base geral contemporâneo da base evolutiva correspondente. (adaptado de Cabral, 1995).....	72
Figura 33: Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior para cada sector da área de estudo, projectados sobre a Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D - Caldas da Rainha. (adaptado de Zbyszewski & Almeida, 1960).....	74
Figura 34: Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior das atitudes medidas no Sector E, F e G localizado entre Caldas da Rainha e São Martinho do Porto. O Eixo apresenta uma atitude média de 26°, N68E. ....	75
Figura 35: Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior das atitudes medidas no Sector H e I no anticlinal localizado a sul da Lagoa de Óbidos. Com uma atitude média de N60E, 26NW. ....	76
Figura 36: Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior, das atitudes medidas em três sectores: Sector A que representa o Cretácico a sul da Lagoa de Óbidos; Sector C com as atitudes dos Grés superiores a NE da Lagoa de Óbidos e Sector B com os Grés superiores do flanco oeste do diapiro. ....	77
Figura 37: Corte interpretativo entre as unidades jurássicas e cretácicas junto à Lagoa de Óbidos. ....	78
Figura 38: Sequência da evolução dos diapiros desde a sua ascensão (A), após a compressão diapírica (B e C) e até à sua posição actual (D). (adaptado de Ribeiro <i>et al</i> , 1996).....	80
Figura 39: Projecção das atitudes sobre a carta geológica 1/50000 (adaptado de Zbyszewski, 1959) na área das Pedreiras da Corujeira. Zona S com uma atitude média de N43°E;56°W. Zona C com atitude média de N50E;84N. Zona N com atitude média de WE; 70°S.....	81
Figura 40: Localização na carta geológica 1/50000 (adaptado de Zbyszewski, 1959) do contacto entre o diapiro e as camadas jurássicas na área das Pedreiras da Corujeira. ...	82

Figura 41: Localização na carta geológica 1/50000 (adaptado de Zbyszewski, 1959) do contacto entre o diapiro e as camadas jurássicas. na área das Pedreiras da Corujeira ...	82
Figura 42: Projecção das atitudes da estratificação sobre a carta geológica 1/50000 (adaptado de Zbyszewski, 1959) na área de Sobral da Lagoa. Verifica-se um clara rotação de N-S passando a NE-SW e termina a sul do identador com uma direcção de aproximadamente E-W. ....	83
Figura 43: Análise estereográfica das densidades das atitudes da estratificação: A – Arribas a norte da Concha de são Martinho do Porto (atitude média principal – N47E, 42W); B- Arribas a sul da Concha de são Martinho do Porto (atitude média principal – N45E;49W) .....	84
Figura 44: Interpretação esquemática do flanco oeste do diapiro a sul da Concha de São Martinho do Porto.....	85
Figura 45: Fotografia do limite do diapiro sobreposto pelos depósitos Holocénicos. ....	85
Figura 46: Interpretação esquemática da estrutura do flanco oeste do diapiro a sul da Concha de São Martinho do Porto. ....	86
Figura 47: interpretação esquemática do flanco oeste do diapiro com a sul da Concha de São Martinho do Porto.....	87
Figura 48: Interpretação da rede de fracturas do bordo sul da Concha de São Martinho do Porto em fotografia aérea. ....	88
Figura 49: Principais tipos de estruturas salíferas (segundo Jackson <i>et al.</i> , 1986) .....	99
Figura 50: Experiência de Nettleton, realizada com dois fluidos de densidades diferentes. ....	101
Figura 51: Conceito de crescimento passivo dos diapiros segundo Barton (1933) .....	101
Figura 52: Esquema interpretativo da evolução de um diapiro segundo Zechstein (adaptado Trusheim, 1960) .....	102
Figura 53: Modelo de perfuração de diapiro reactivo. O <i>datum</i> regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. Jackson <i>et al.</i> 1994a).....	104
Figura 54: Modelo de perfuração de diapiro activo. O <i>datum</i> regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. Jackson <i>et al.</i> 1994 a).....	104
Figura 55: Modelo de perfuração de diapiro passivo. O <i>datum</i> regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. Jackson <i>et al.</i> 1994 a).....	105
Figura 56: Modelo de tectónica salina em regime compressivo. Escorregamento gravítico em talude continental. (Letouzey <i>et al.</i> , 1995). ....	106
Figura 57: Modelo de tectónica salina em regime compressivo. Deformação pelicular ( <i>thin skinned</i> ) na frente do orógeno, envolvendo deslocamentos no nível do sal. (Letouzey <i>et al.</i> , 1995). ....	106
Figura 58: Modelo de tectónica salina em regime compressivo. Bacia intra-cratónica invertida. O mecanismo iniciador é a concentração regional, perpendicular ou oblíqua a <i>grabens</i> pré-existentes. (Letouzey <i>et al.</i> , 1995).....	107



- Figura 59: Quadro das Unidades litostratigráficas adaptado de GPEP (1986), Rocha *et al.* (1996), Rasmissen *et al.* (1998) e Rey (1999). Curva eustática (de 2º ordem) de B. Haq *et al.* (1998) (segundo Kullberg, 2000) ..... 108
- Figura 60: Tabela cronoestratigráfica (adaptada de International Stratigraphic Chart of International Commission on Stratigraphy – [www. Stratigraphy.org](http://www.Stratigraphy.org)). ..... 109

## AGRADECIMENTOS

Ao longo deste trabalho foram muitas as pessoas que, das mais variadas formas, contribuíram para a sua execução, a todos expresso a minha gratidão.

A primeira palavra de agradecimento dedico-a ao Professor Doutor Rui Dias que desde o início do Mestrado surgiu como um didacta por excelência, e cuja orientação se traduziu num apoio essencial através de todas as sugestões e ensinamentos transmitidos.

Ao meu co-orientador Professor Doutor Pedro Terrinha, pela disponibilidade que teve em acompanhar-me nas saídas de campo e pelos conhecimentos transmitidos.

A toda a equipa do CIGA (Centro de Investigação em Geociências Aplicadas) da Universidade Nova de Lisboa, pelo apoio, amizade e preocupação. Os quais passo a enumerar: O Professor Doutor José Carlos Kullberg por todos os “minutos” (horas...) de atenção que me disponibilizou, tanto no campo como no gabinete além de toda a bibliografia fornecida; Professor Doutor Rogério Rocha; Professora Doutora Engenheira Graça Brito; Professor Doutor Engenheiro Paulo Caetano; Professor Doutor Engenheiro José António Almeida; Paulo Hasse; Marco Rocha; Daniel Vendas e Hugo Vargas.

À associação PATO (Associação de Defesa do Paul da Tornada) por todo o apoio prestado com o fornecimento de bibliografia e pela disponibilidade das suas instalações que me serviram de alojamento durante as saídas de campo. À Associação de Municípios de Oeste, que me cedeu a altimetria da região em formato digital, que foi uma base de trabalho de grande utilidade. Ao Doutor Octávio Mateus, do Museu da Lourinhã, pela atenção, pelos esclarecimentos e pela bibliografia fornecida.

À minha grande amiga Carla e à minha irmã, que estiveram sempre presentes no momentos mais difíceis. À Joana e à Júlia, duas amigas e colegas de mestrado que, desde o início, criaram um ambiente de cooperação e de

entreaajuda que se reflecte ao longo deste trabalho. A dois amigos e colegas de profissão: Ricardo Malcata e Henrique Sousa, por todo o apoio que me deram.

Para finalizar, aos meus pais, à minha avó Adélia e ao meu tio João, que foram de extrema importância, durante todo o período, porque estiveram sempre lá, como um “porto seguro”, a torcer por mim.

## ABSTRACT

### THE CALDAS DA RAINHA DIAPIR: AN ENVIRONMENTAL EDUCATION RESOURCE

**KEY-WORDS:** Geological Heritage; *geo-tourism*; geo-monuments, diapir, typhonic valley, Caldas da Rainha.

This study concerns the development of didactic material for the dissemination of the Portuguese geological heritage among the general and specially school aged public in order to take advantage of the potential geological interest of a given region and promote its geo-touristic resources.

Due to its scientific interest, the area chosen for this work encloses the diapir and the typhonic valley of Caldas da Rainha, the Óbidos lagoon and the shell-shaped bay of São Martinho do Porto.

As it must be considered that only what is well known can be effectively disseminated, this thesis is presented in two volumes, the first of which is dedicated to the geological description of the studied region based on detailed bibliographical research and complementary field-work. The second volume constitutes a Geological Roadmap where a selection of the most interesting touristic geo-sites is presented, taking in to account their geological, scientific and didactic interest, beauty and safety conditions. Each of these sites is referenced by a short description, a geological map, diagrams and photographs of their most interesting features.

## **RESUMO**

### **DIAPIRO DAS CALDAS DA RAINHA NO CONTEXTO DA EDUCAÇÃO AMBIENTAL**

**PALAVRAS CHAVE:** património geológico; geoturismo; geomonumento, diapiro, vale tifónico, Caldas da Rainha.

Este trabalho incide na divulgação do património geológico português através da utilização de material didáctico direccionado para a população em idade escolar e para o público em geral, tem como objectivo promover o potencial geológico e o aproveitamento geoturístico de uma região, fomentando o interesse geológico e a preservação do meio ambiente.

Pelo seu interesse científico, nomeadamente pela diversidade geomorfológica, escolheu-se como local de estudo a área que abrange o diapiro e o vale tifónico das Caldas de Rainha, a Lagoa de Óbidos e a Concha de São Martinho do Porto.

Só é possível divulgar aquilo que se conhece, por isso, após a análise detalhada da bibliografia, complementada com a recolha de dados em trabalho de campo, são apresentados dois volumes, um com uma descrição pormenorizada da região e outro com o Roteiro Geológico onde a investigação científica é retrabalhada e é feita uma síntese dos locais de maior interesse didáctico e geoturístico no sentido da informação ser perceptível pela população escolar e pelo público em geral. Cada um destes locais é documentado por uma sucinta descrição, ilustrada com mapas geológicos, diagramas interpretativos e fotografias dos aspectos mais relevantes.

## 1 – OBJECTIVOS

Na actual sociedade o binómio ciência e natureza assume, cada vez mais, um papel de destaque devido à crescente preocupação na protecção da natureza. Assim sendo, o ensino das ciências tem um papel de extrema importância na formação de cidadãos capaz, não só, de levar à aquisição de conceitos, mas sobretudo de os tornar mais conscientes, responsáveis e participativos na multiplicidade de situações que o dia-a-dia abarca.

O ensino das ciências, em particular das ciências geológicas, tem beneficiado com o complemento das técnicas de informação para a divulgação do nosso património geológico. Com este trabalho pretende-se oferecer um produto que seja atractivo e que capte o interesse, em especial da população em idade escolar, para as questões relacionadas com a sustentabilidade dos nossos recursos geológicos.

Esta tese tem os seguintes objectivos principais:

- Divulgar o património geológico da região das Caldas da Rainha em colaboração com a associação PATO (Associação de Defesa do Paul da Tornada) que tem assumido um papel de vanguarda, apoiando as escolas na divulgação de diversas temáticas, entre as quais a geologia.
- Promover um roteiro geológico através do site [www.georoteiros.pt](http://www.georoteiros.pt) financiado pelo projecto POS-conhecimento, da Faculdade de Ciências da Universidade Nova de Lisboa.

O trabalho está dividido em dois volumes: o primeiro com uma dissertação, baseada em pesquisa bibliográfica e em trabalho de campo onde se faz a contextualização da geologia da região das Caldas da Rainha e da sua evolução geodinâmica; o segundo contempla um roteiro geológico e um CD, com o objectivo de servir de material de apoio no ensino das Ciências Geológicas, para dar a possibilidade aos estudantes de “navegarem” e fazer uma “viagem no tempo” através de uma visita de estudo ou com um simples “click”.

## 2 – INTRODUÇÃO

Durante a fragmentação da Pangeia as zonas de *rift* separaram os continentes e provocaram a formação de nova crosta oceânica. A ocidente da Ibéria ocorre o início do *rift* Atlântico formando a depressão que origina a Bacia Lusitaniana.

A abertura da Bacia Lusitaniana e o seu posterior preenchimento estão intimamente relacionados com as várias fases de *rift* do Atlântico, mesmo durante a sua definitiva abertura deste oceano mais para oeste, na passagem Jurássico/Cretácico, onde acaba por se instalar formando crosta oceânica.

A bacia tectónica formada no Maciço Hespérico orientada NNE-SSW, foi preenchida por depósitos sedimentares siliciclásticos, transportados do próprio maciço e por depósitos carbonatados depositados nas águas que periodicamente invadiram a bacia.

A Bacia Lusitaniana foi preenchida por vários tipos de formações litológicas com resistências, composições e densidades diferentes. A primeira unidade depositada foi a dos Grés de Silves unidade siliciclástica transportada pelos rios para o seio da bacia. A contínua abertura da bacia possibilitou a entrada da água do mar o que devido às elevadas temperaturas do ambiente permitiu a precipitação, de sais e dióxido de carbono formando-se a unidade das Margas de Dagorda, compostas por uma mistura de margas, argilas salíferas e margas gessosas. As unidades seguintes são controladas pela subsidência da Bacia e variações eustáticas e alternam entre depósitos carbonatados e depósitos siliciclásticos.

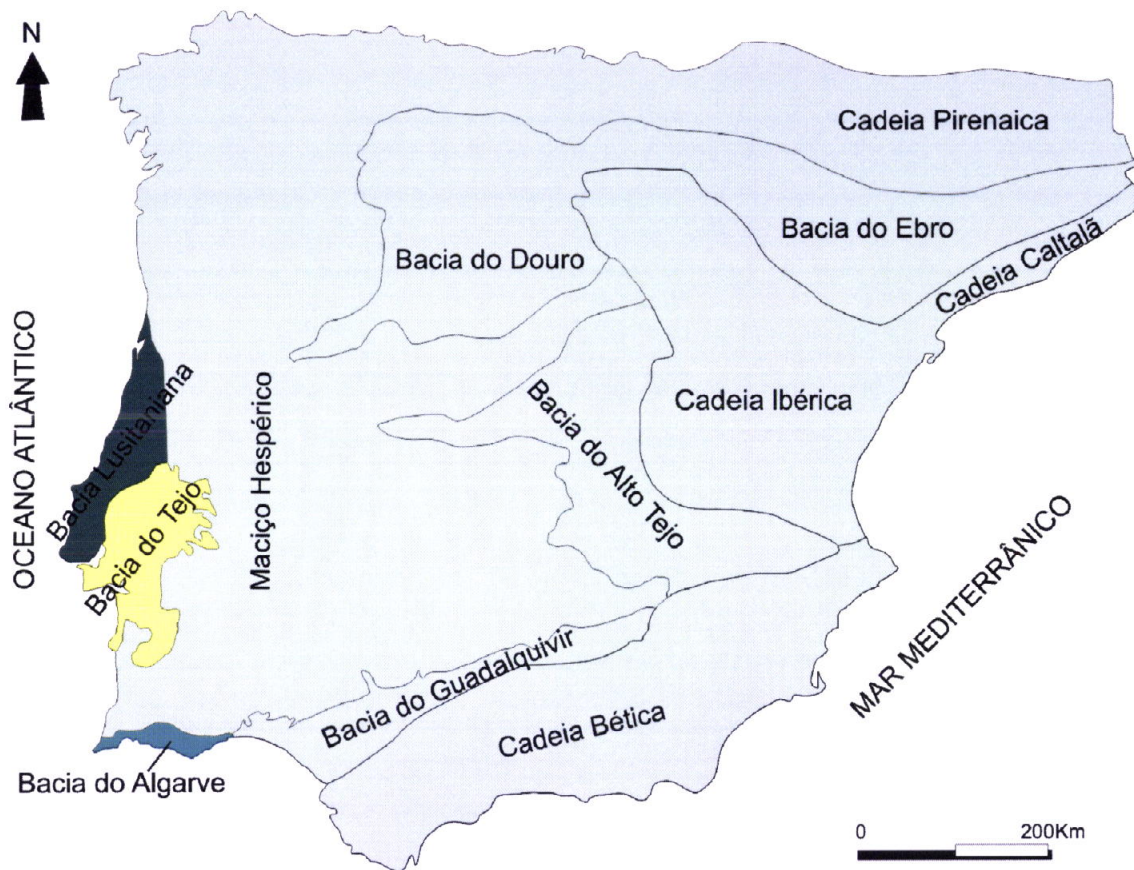
A abertura do *rift* do Atlântico e a formação da crosta oceânica provocaram a inversão do campo de tensões o que originou fenómenos magmáticos no seio da bacia. Estes fenómenos, como será descrito mais adiante, provocaram o aquecimento da unidade das Margas de Dagorda, o aumento de volume e a diminuição da densidade, induzindo assim uma tectónica salina, responsável pela formação dos diapiros ao longo a Bacia Lusitaniana.



A história da evolução geomorfológica da região das Caldas da Rainha está intimamente relacionada com a tectónica salina da unidade das Margas de Dagorda que origina o diapiro. Este originou uma estrutura em forma de doma, elevando todas as camadas superiores o que levou à formação de um anticlinal. A erosão e a tectónica compressiva, do final do Miocénico, encarregaram-se de formar o que CHOFFAT (1882) chamou de “vale tifónico das Caldas da Rainha”.

### 3 – DEFINIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Lusitaniana localiza-se na Península Ibérica na orla ocidental portuguesa a oeste do Maciço Hespérico (Figura 1). A sua evolução foi controlada ao longo das várias fases de *rift*, com a reactivação de acidentes tardi-hercínicos.



**Figura 1:** Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica, entre as quais se destaca a Bacia Lusitaniana. (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1979)

A Bacia Lusitaniana ocupa uma área de cerca de 20.000 Km<sup>2</sup> com largura máxima de 70 km e alongando-se segundo a direcção de NNE-SSW por mais de 250 km; o seu limite setentrional localiza-se a norte de Aveiro e o seu limite meridional, a sul de Setúbal, onde é parcialmente coberta pela Bacia Cenozóica do Tejo.

É no seio da Bacia Lusitaniana que se verifica intrusão de vários diapiros entre os quais o Diapiro das Caldas da Rainha. Este o diapiro com maior expressão superficial, com largura média de 5 km e comprimento de 45 km segundo a direcção NNE-SSW; estende-se desde a zona a leste da Península de Peniche até à zona norte da Roliça (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960). É limitado pelos flancos de um anticlinal de formações jurássicas e nele estão inseridas três estruturas que caracterizam a geomorfologia da região: a Lagoa de Óbidos, a sul, a Concha de São Martinho do Porto, a norte e o vale tifónico ao longo do diapiro.

Nos próximos capítulos serão abordados os vários temas que caracterizam a Bacia Lusitaniana em geral e a região das Caldas da Rainha em particular. Será abordada a actual geomorfologia da região, as principais unidades tectónicas, a litostratigrafia e a evolução geodinâmica da bacia e, por último, a informação apresentada é complementada pela análise de dados de campo. Cada capítulo representa uma unidade sem limites rígidos dentro do tema tratado para que seja possível contextualizar o leitor dentro do assunto geral da geologia da região.



## 4 – GEOMORFOLOGIA

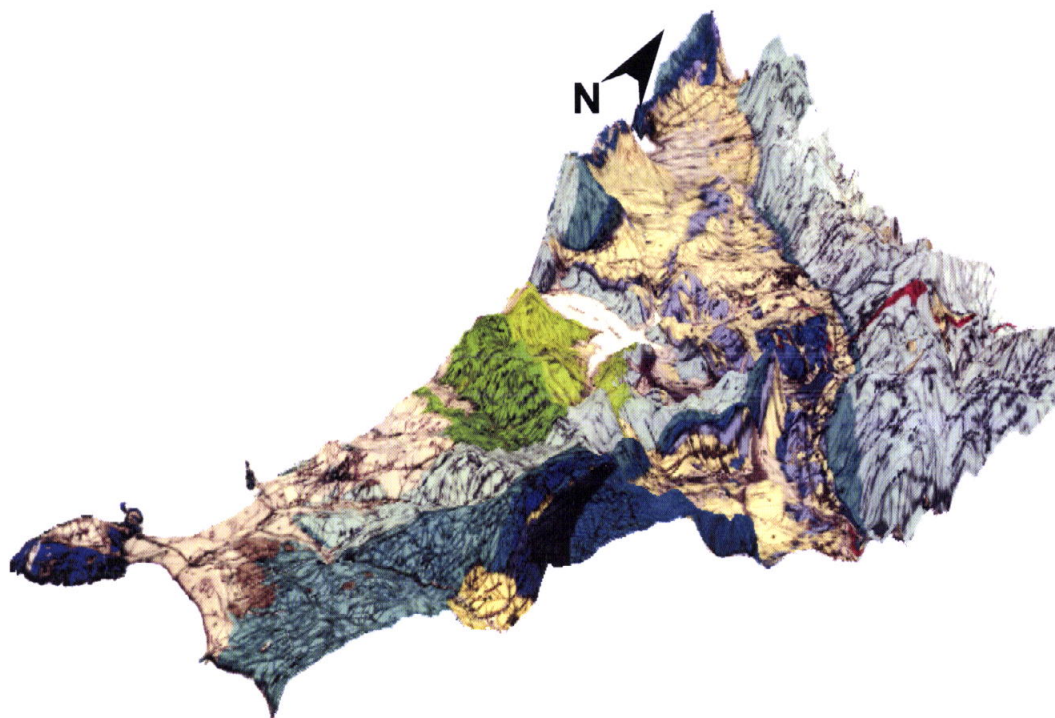
A Geomorfologia de uma região resulta do jogo entre factores endógenos e exógenos, sendo os primeiros induzidos pelas as forças que provém do interior do globo, e os segundos associados aos agentes erosivos exteriores.

Na região de Caldas da Rainha a tectónica intervém na modelação geomorfológica através de dois alinhamentos: a falha das Caldas da Rainha, de direcção NNE-SSW e as falhas E-W, de segunda ordem, e que são subperpendiculares à abertura do Atlântico.

A erosão diferencial é outro dos factores que condicionou a evolução geomorfológica desta região pois existe um diverso leque de litologias, que propriedades bastante diferentes. Podem-se encontrar unidades carbonatadas, ora mais margosas, ora mais calcárias; e unidades siliciclásticas, como os «Grés Superiores» do Kimeridgiano e as unidades margo-evaporíticas, na base da bacia. Estas últimas contrastam com as primeiras, apresentando um comportamento reológico brando e bastante plástico (ZBYSZEWSKI, 1959).

As diversas etapas da actividade tectónica permitiram a extrusão da unidade das Margas de Dagorda através da falha das Caldas da Rainha. Esta falha e muitas outras resultam do prolongamento das falhas do soco; tais anisotropias, segundo CABRAL (1995), controlaram as áreas de concentração da deformação no enchimento sedimentar suprajacente.

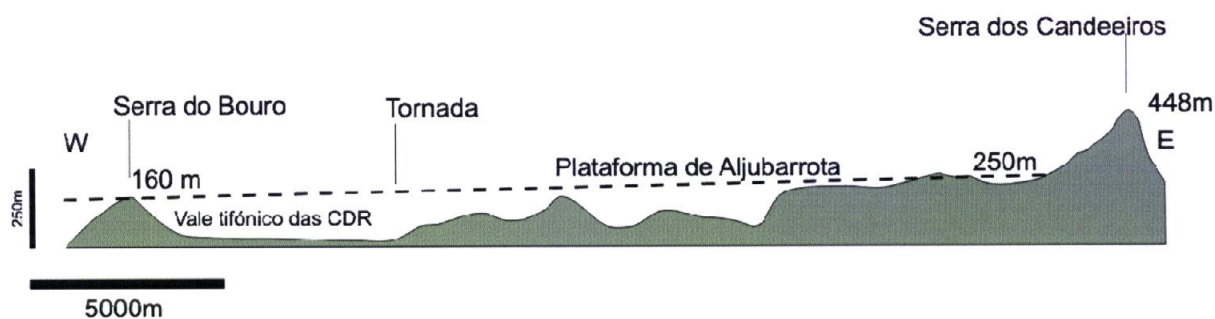
A erosão marinha modelou grande parte da arquitectura edificada pelo vale tifónico, sendo a sua acção actualmente cingida à linha da costa, na Lagoa de Óbidos e na Concha de São Martinho do Porto (Figura 2), que devem a sua existência devido a estarem localizadas sobre planos de fraqueza provocados pelas falhas E-W.



**Figura 2:** Esquema em perspectiva da geomorfologia da região da Concha de São Martinho do Porto, das Caldas da Rainha e da Lagoa de Óbidos. Com base Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D, Caldas da Rainha e na altimetria, cedida pela Associação de Municípios de Oeste.

#### 4.1 – UNIDADES MORFOLÓGICAS

É possível identificar na área de estudo três unidades morfológicas sendo elas de leste para oeste: a Serra dos Candeeiros, a Plataforma da Aljubarrota e o Vale Tifónico (Figura 3).

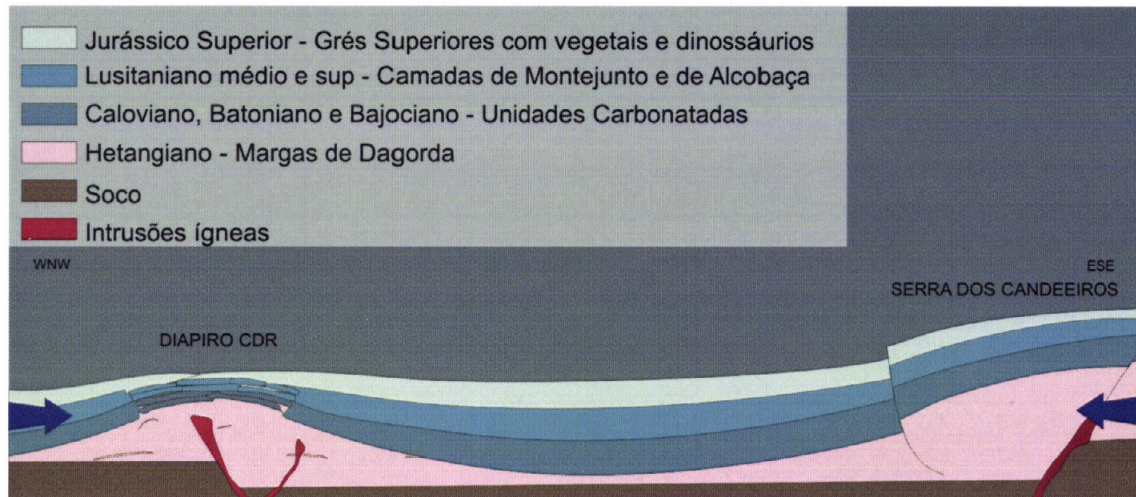


**Figura 3:** Perfil topográfico da região a ocidente da Serra dos Candeeiros. (segundo CARVALHO, 1953; adaptado de CABRAL, 1995)



#### 4.1.1 – SERRA DOS CANDEEIROS

Após a instalação do diapiro e no decorrer do período compressivo da orogenia Bética, durante o Miocénico (23 a 5 M.a.), ocorreu a elevação da Serra dos Candeeiros (Figura 4).



**Figura 4:** Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha e da Serra dos Candeeiros durante a compressão Bética.

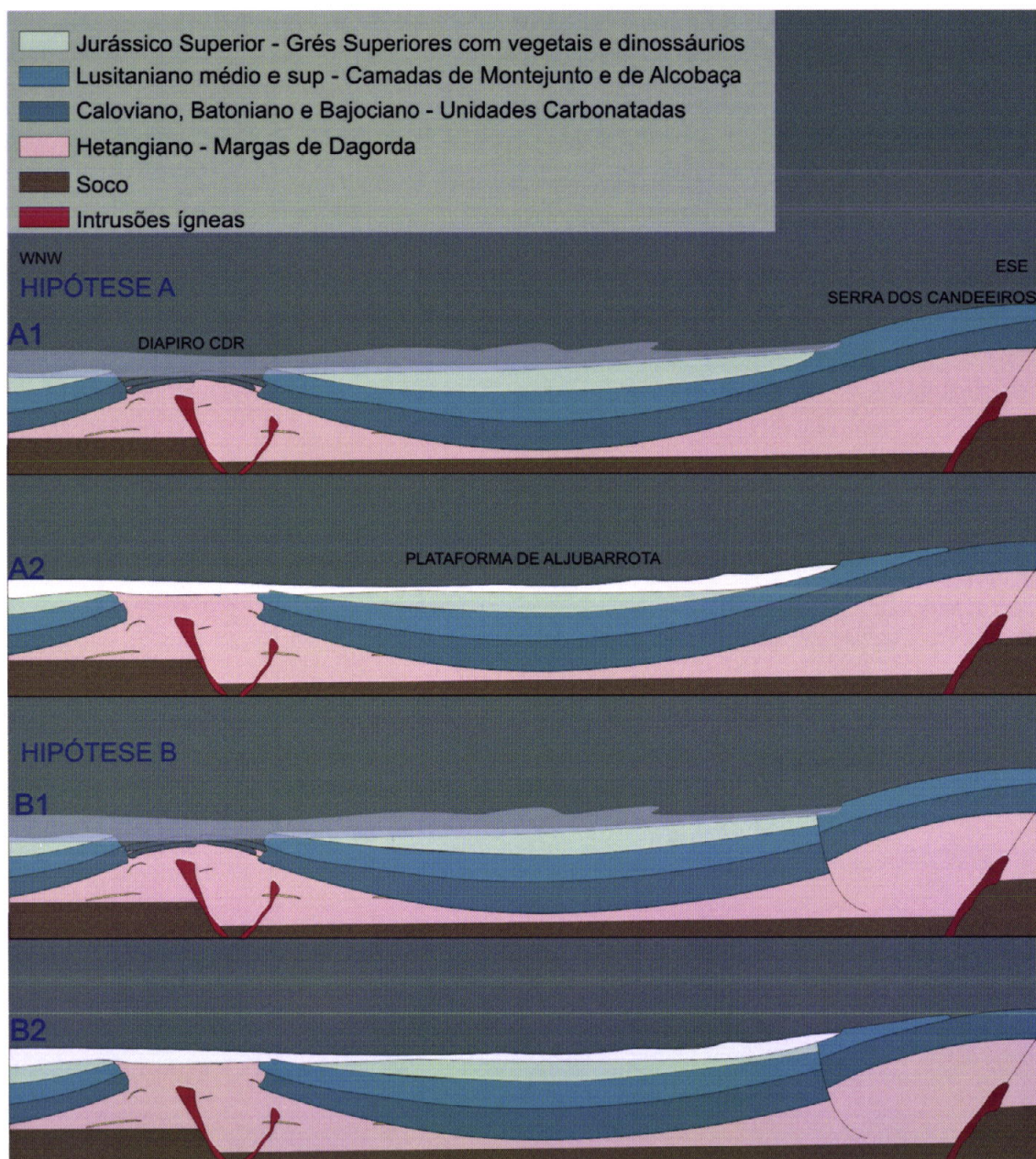
#### 4.1.2 – PLATAFORMA DE ALJUBARROTA

Situada a oeste da Serra de Candeeiros e a leste do vale tifónico, estende-se uma superfície erosiva desde Aljubarrota, Cumieira e Cruz da Léguas. Esta superfície é trabalhada nas formações calcárias do Jurássico médio e nas sequências areníticas e margosas do Jurássico superior. A sua origem está intimamente ligada com a abrasão marinha que se faz notar pelos depósitos de fácies marinhas, com areias quartzosas e calhaus rolados de quartzo e quartzito, encontrados ao longo do planalto e junto à vertente ocidental da serra dos Candeeiros que são o testemunho de uma paleolinha de costa.

A vertente ocidental da Serra dos Candeeiros termina numa arriba fóssil, que resultou dum recuo devido à abrasão do mar sobre uma arriba inicial de origem, talvez, tectónica, como se verá de seguida. Apresenta uma cota média de 200 – 210 m e, segundo CABRAL (1995), existem duas hipóteses para a sua génese: ou resulta do entalhe erosivo do mar (Figura 5 Hipótese A) ou a



abrasão marinha ocorre sobre uma escarpa de falha inicial, polindo-a apenas (Figura 5 Hipótese B).



**Figura 5:** Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha, a Plataforma de Aljubarrota e a Serra dos Candeeiros durante a transgressão.

#### 4.1.3 – VALE TIFÓNICO

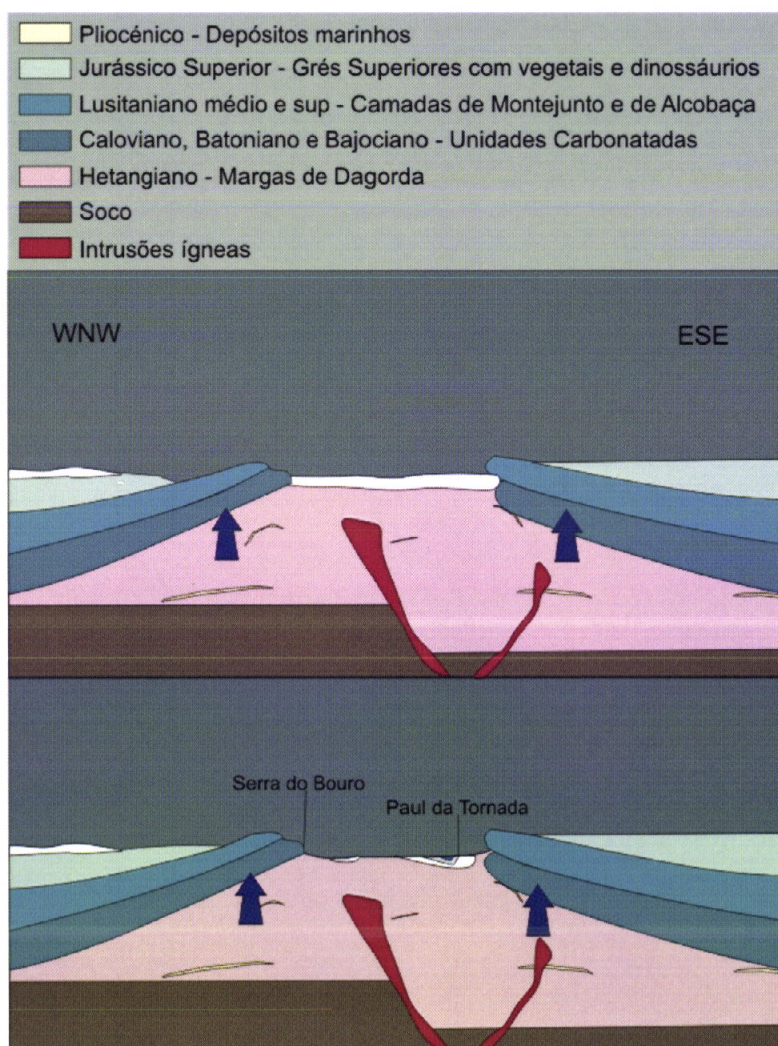
O vale tifónico estende-se, sinuosamente, desde Óbidos, passa por Caldas da Rainha e termina na Nazaré. Assenta sobre um estrutura diapírica perfurante



composta por margas, sal-gema e gesso que apresentam um comportamento acentuadamente plástico (ZBYSZEWSKI, 1959).

A depressão tectónica ocorre após a sedimentação Pliocénica e a sua génese está relacionada com levantamentos isostáticos (Figura 6), provocados pelo regime compressivo originado devido à contínua formação da crosta atlântica e consequente abertura do oceano e por sucessivas orogenias.

No interior da depressão tifónica os depósitos pliocénicos e as margas adjacentes encontram-se dobrados e foram posteriormente moldados pelas várias ribeiras que aí entalham a sua rede hidrográfica.



**Figura 6:** Corte interpretativo do diapiro das Caldas da Rainha com a formação do vale tifónico.

## 5 – UNIDADES TECTÓNICAS DA BACIA LUSITANIANA

Estruturalmente a Bacia Lusitaniana desenvolve-se devido ao estiramento da crosta que provoca o afundamento de blocos formando uma depressão, que é preenchida por depósitos sedimentares desde o Triásico superior até ao Cretácico.

A evolução sedimentar da bacia, como foi referido, é influenciada, não só pela estrutura interna da bacia, ou seja, pela reactivação das falhas e pela forma como estas se adaptam ao campo de tensões durante a abertura do *rift* do Atlântico, como também pelo modo como os depósitos sedimentares se adaptam aos movimentos da própria bacia.

A Bacia Lusitaniana está individualizada do Soco Hercínico, (KULLBERG, 2000) a leste pelo sistema de falhas Porto-Tomar, Arrife-Vale Inferior do Tejo e Setúbal- - Pinhal Novo, que se estende até ao canhão de Setúbal (Falha da Arrábida). O limite meridional materializa-se com a elevação do soco a sul da Arrábida; o limite setentrional (RIBEIRO *et al.*, 1996 *in* KULLBERG, 2000) será a transição *en échelon* para a bacia do Porto e a oeste termina com a falha submeridional entre a Berlenga e a Península de Peniche (Figura 7).

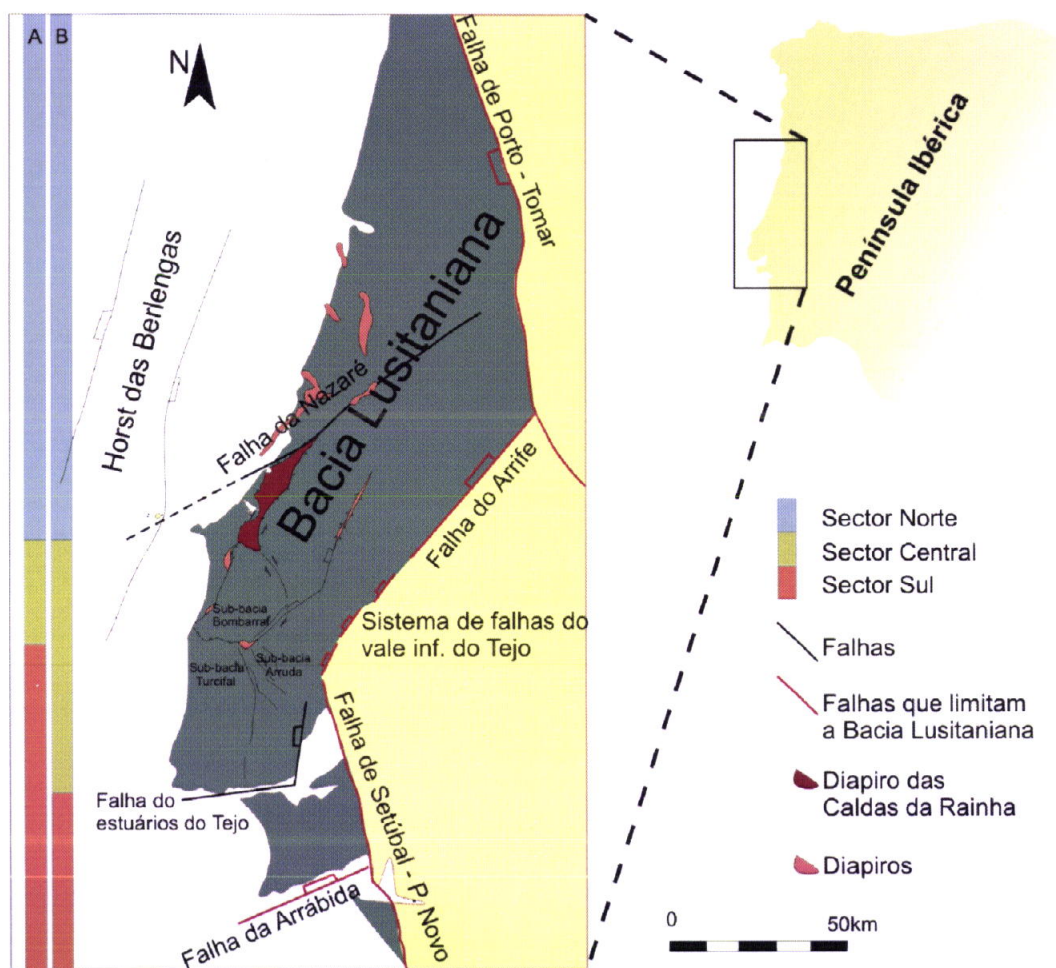
O bordo ocidental é formado por um sistema de *horsts*, do qual o arquipélago das Berlengas constitui a última expressão emersa do prolongamento do soco sobre a plataforma (RIBEIRO, *et. al.* 1979). A norte destas ilhas, o limite é incerto sendo provável que a bacia estivesse ligada às depressões mesozóicas, situadas entre a plataforma e o alinhamento do Banco da Galiza-Monte de Vigo-Monte do Porto (BOILLOT & MALOD, 1988).

A dinâmica entre o campo de tensões e as falhas passam a influenciar variações de fácies e a espessura das unidades sedimentares. Tendo em conta as variações litostratigráficas do Liásico, ROCHA & SOARES (1984) dividiram a bacia em três sectores que foram posteriormente redefinidos por RIBEIRO *et al.*, 1996 (*in* KULLBERG, 2000) (Figura 7).



- a) **Sector Norte**, localizado a norte da falha da Nazaré;
- b) **Sector Central**, situado entre a falha da Nazaré e a do estuário do Tejo;
- c) **Sector Sul**, ou sector da Arrábida.

Esta divisão coincide com sectores tectónicos bem delimitados e bem diferenciados, do ponto de vista geométrico e cinemático.



**Figura 7:** Localização dos limites da Bacia Lusitaniana e das falhas que constituem fronteiras internas importantes, ao longo da sua evolução. Divisão da bacia em sectores: A) segundo R. ROCHA A. F. SOARES (1984) e B) segundo A. RIBEIRO *et al.* (1996). (adaptado de KULLBERG, 2000).

No presente trabalho será abordado apenas o sector central pois é onde se encontra o diapiro das Caldas da Rainha.

## 5.1 – SECTOR CENTRAL

No Sector Central, a subsidência foi controlada por vários grupos de falhas. A oeste o limite é a falha normal que faz o contacto com o bloco das Berlengas; a norte é limitado pela falha da Nazaré; a NE pela falha Porto-Tomar, que inflecte e liga à falha do Arrife e desta o limite prolonga-se através da Falha Pinhal Novo-Setúbal; a sul este sector está individualizado pela falha do estuário do Tejo.

A falha da Nazaré é um acidente com grande influência na diferenciação da bacia quer a nível de fácies quer do espessamento das unidades sedimentares. Vários autores como WILSON *et al.* (1989), RASMUSSEN *et al.* (1998), in KULLBERG (2000), durante a distensão Mesozóica consideram-na como falha normal a inclinar para norte. Durante a compressão terciária, dados de campo, a análise da Carta Geológica 1/500000 e dos perfis sísmicos indicam que inclina para sul e cavalga para norte.

A sul de Tomar o limite da bacia inflecte para SW, ao longo da falha do Arrife. Esta zona pode ser considerada como um *rift-shoulder* existindo um desnível de cerca de 1,5 km entre as estruturas do soco; esta situação favorece, durante a inversão miocénica o cavalgamento ao longo da falha do Arrife que controla a instalação da Bacia do Tejo a SE.

KULLBERG (2000) considera que os limites do sector central apresentam comportamentos diferentes, o bordo oriental constituído pela falha Porto-Tomar, que limita um domínio de crosta não estirada, o maciço Hespérico e o interior mais estirado. Este é delimitado por um corredor que apresenta uma série de estruturas em *horst* e *graben* à escala quilométrica, com 15 a 20 km de largura. A formação deste corredor torna-se necessária pois sendo a falha de Porto-Tomar subvertical, não tem a capacidade de acomodar as distensões. Por isto, o espaço provocado pela distensão é acomodado pela existência da associação dos *horsts* e *grabens* que possibilitou uma importante taxa de afundamento da bacia.

O bordo ocidental é limitado por uma falha de direcção NNE-SSW, instalada a oeste, ao largo da costa e paralelamente ao lado leste. No interior deste encontra-se sub-paralela a Falha das Caldas da Rainha, onde se instalam alguns dos diapiros da Bacia Lusitaniana, (e. g. Santa Cruz, Vimeiro e Caldas da Rainha).

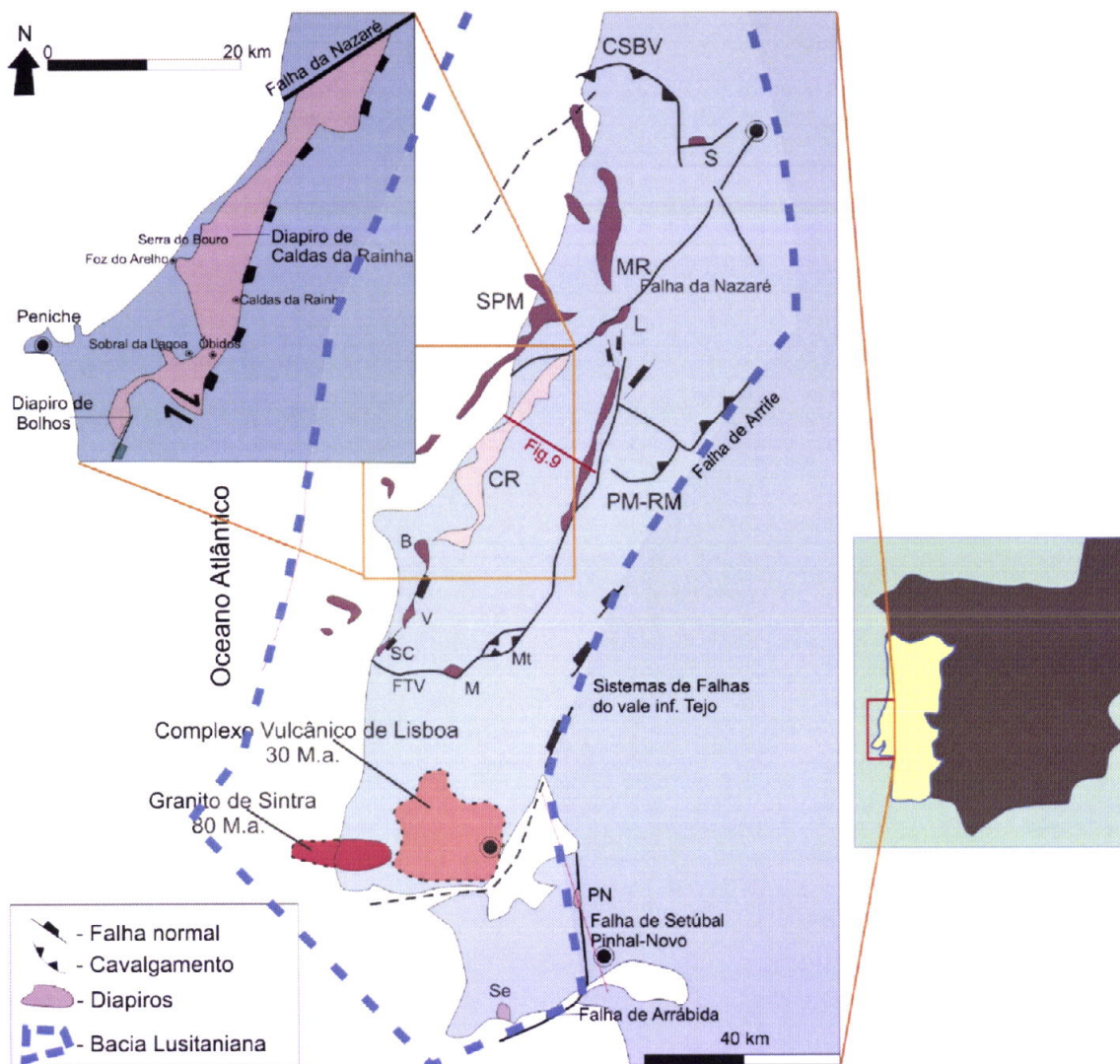
Relativamente às fácies sedimentares existentes neste bordo, estão bem presentes as influências distais, de águas mais profundas, não só nos sedimentos do Jurássico superior, como também, nos do Jurássico médio. No entanto, junto ao sector de Peniche existem sequências terrígenas que, segundo ROCHA *et al.* (1996), indicam a existência de um bordo activo próximo, que será o *horst* das Berlengas.

## 5.2 – DIAPIRO DAS CALDAS DA RAINHA

O alinhamento dos diapiros ao longo da Bacia Lusitaniana é, de modo geral, NNE-SSW o que correspondente à direcção das falhas pré-existentes no Soco Hercínico.

Estas estruturas diapíricas, localizadas no litoral Estremenho, possuem uma orientação geral de NNE-SSW (Figura 8) passando por Vimieiro, Bolhos, Óbidos, Caldas da Rainha, Alcobaça e Leiria. Aqui o alinhamento de diapiros muda de direcção, passando a NNW-SSE sendo o diapiro de Monte Real a estrutura mais importante neste alinhamento.

O diapiro das Caldas da Rainha, com direcção NNE-SSW, aflora ao longo da falha das Caldas da Rainha com a mesma direcção; é limitado a sul pela falha de orientação WNW-ESE que o separa do diapiro de Bolhos e a norte pela falha da Nazaré.



**Figura 8:** Localização dos diapiros e de algumas falhas na Bacia Lusitaniana. B – Diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – Cavalgamento da Serra da Boa Viagem; FN – Falha da Nazaré; FS-PN – Falha de Setúbal-Pinhal Novo; FTV – Falha de Torres Vedras; L- Diapiro de Leiria; M - Diapiro de Mátacães; MR – Diapiro de Monte Real; Mt pop-up de Montejunto; PM-RM – Diapiro de Porto de Mós-Rio Maior; PN – Diapiro de Pinhal Novo; S – Diapiro de Soure; SC – Diapiro de Santa Cruz; SPM – Diapiro de S. Pedro de Muel; V – Diapiro de Vimeiro (*in* RIBEIRO *et al.*, 1996) (adaptado de KULLBERG, 2000)

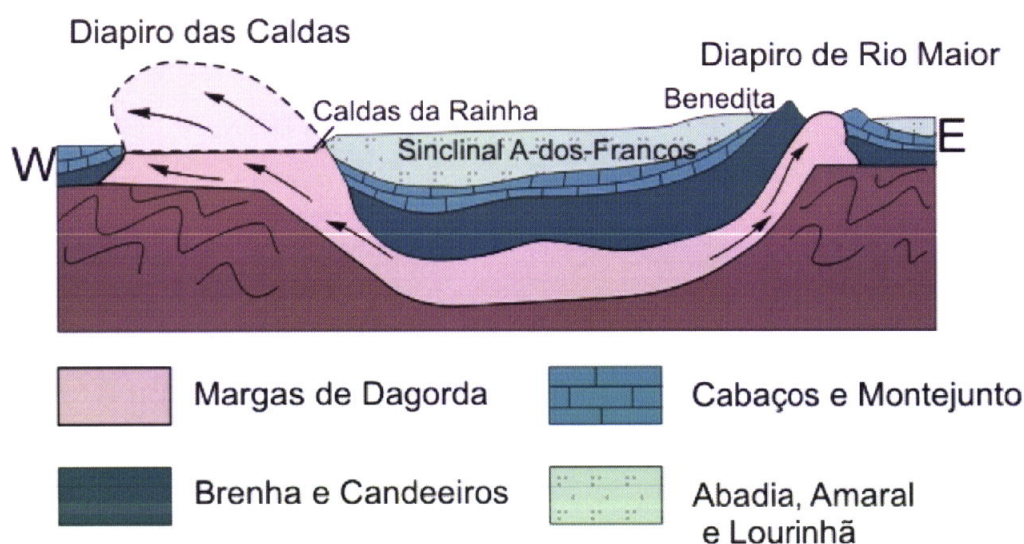


De orientação geral NNE-SSW, com cerca de 30 a 35 km de comprimento, o vale tifónico da Caldas da Rainha tem de largura máxima de 7 a 8 km entre Caldas da Rainha e Foz do Arelho e apresenta um estrangulamento com apenas 2 km de largura, entre Sobral da Lagoa e Dagorda - Figura 8.

No interior do vale aflora um núcleo do Lias inferior (Complexo de Dagorda), ravinado pelas areias pliocénicas; ao passo que nos seus bordos laterais, as margas do Infralias estão em contacto anormal com calcários do Bajociano, do Batoniano, do Lusitaniano e, por vezes, com os «Grés Superiores» do Kimeridgiano (Zbyszewski, 1959).

Do ponto de vista tectónico, o anticlinal diapírico das Caldas da Rainha deve a sua formação à tectónica salífera e compressiva. A separação entre este e o diapiro de Rio Maior (Figura 9) ocorre por uma estrutura em sinclinal – o Sinclinal de A-dos-Francos (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

A migração do complexo evaporítico originou a formação de sub-bacias nas zonas mais profundas. Na zona Caldas da Rainha/Rio Maior induziu o aparecimento de vários anticlinais de perfil assimétrico (Figura 9).



**Figura 9:** Interpretação esquemática dos anticlinais diapíricos das Caldas da Rainha e de Rio Maior. (ZBYSZEWSKI, 1959); localização aproximada na Figura 8.

A distribuição e configuração destas estruturas foram, em parte, controladas pela variação de espessura dos depósitos salinos. Nas zonas onde estes alcançam maior espessura, a reactivação das falhas induziu a migração lateral

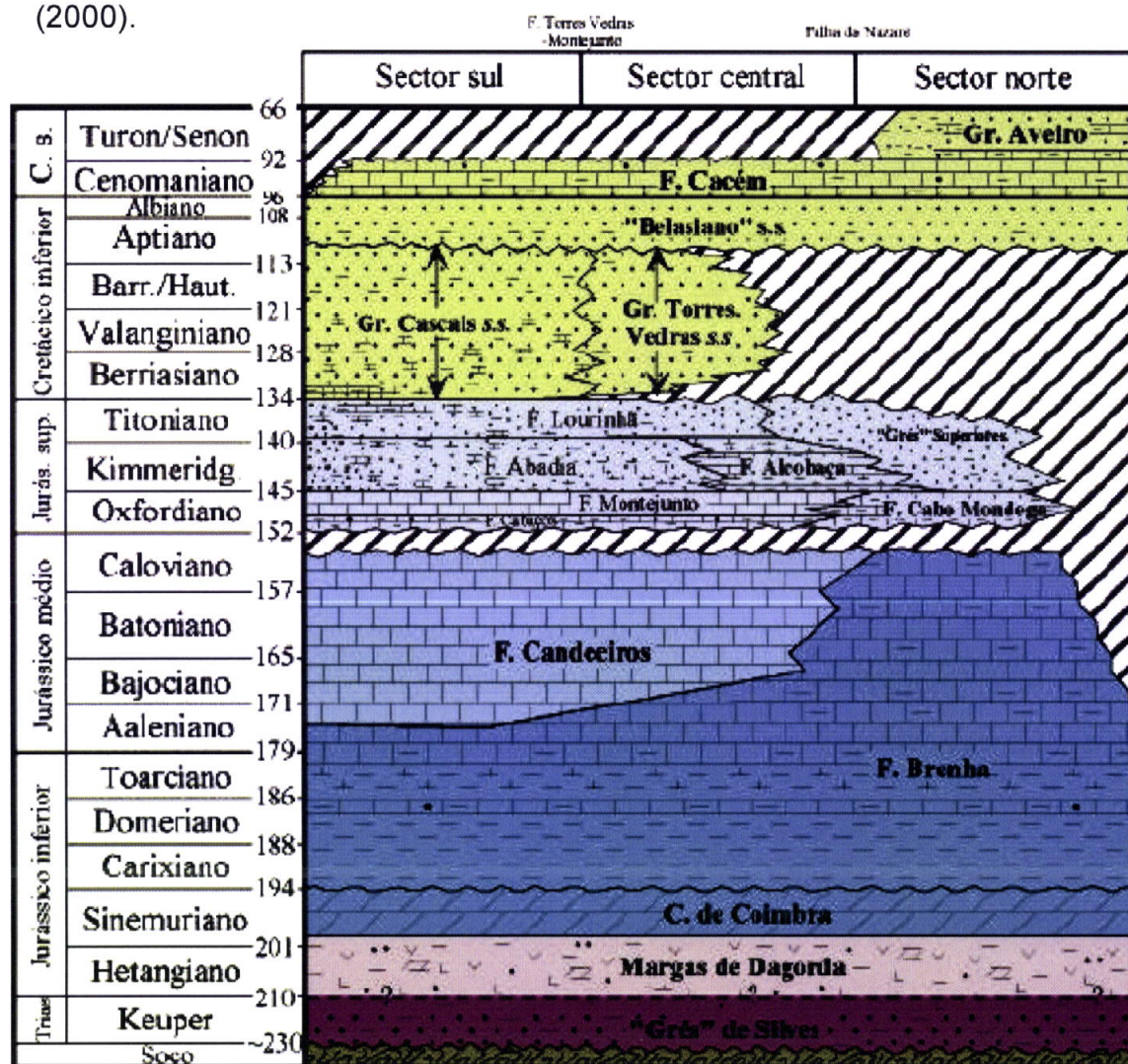


do complexo salino e a formação de chaminés que cortam os depósitos supra-evaporíticos. Quando os depósitos evaporíticos não são suficientemente espessos, a reactivação das falhas afecta apenas os materiais semi-rígidos da cobertura (ZBYSZEWSKI, 1959).

## 6 – LITOESTRATIGRAFIA

A sequência litostratigráfica da Bacia Lusitaniana afigura-se bastante heterogénea, não só devido às diferentes influências, (e. q. distância à fonte) mas também, devido à segmentação da bacia em diferentes sectores. O trabalho de campo de muitos investigadores, a interpretação de perfis sísmicos e a análise de sondagens efectuadas na prospecção de hidrocarbonetos, permitiu fazer uma interpretação geral da sua arquitectura.

Como base de apoio para a descrição das várias unidades litostratigráficas e seus correspondentes laterais, é utilizada a tabela (Figura 10) compilada pelo Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (GPEP) *in* KULLBERG (2000).

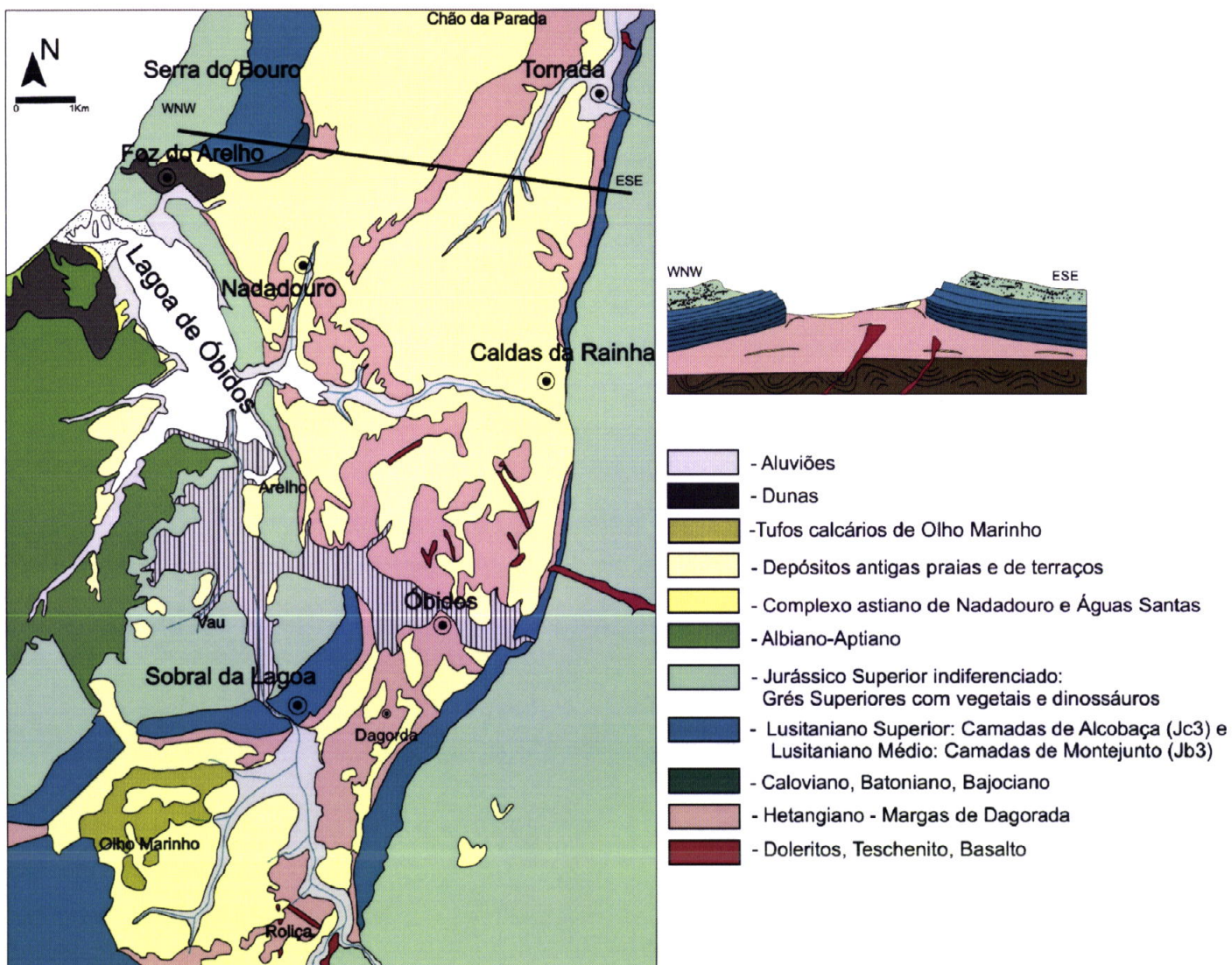


**Figura 10:** Sequências litostratigráficas dos três sectores da Bacia Lusitaniana. Adaptado de GPEP (1986), ROCHA *et al.* (1996), RASMUSSEN *et al.* (1998) e REY (1999) *in* KULLBERG, 2000.



O início da distensão da Bacia Lusitaniana é marcada pela intrusão de filões básicos no Maciço Hespérico (SOARES *et al.*, 1993), de idade de  $222 \pm 2$  M.a. – Triásico superior (FERREIRA & MACEDO, 1977). Os primeiros sedimentos contemporâneos a este fenómeno correspondem a depósitos siliciclásticos de sistemas de leque aluviais, com paleocorrentes de transporte de leste para oeste (ROCHA *et al.*, 1996).

Na figura 11 é apresentada a carta geológica simplificada da região de Caldas da Rainha; nos pontos seguintes faz-se uma breve descrição das unidades litostratigráficas aflorantes na região.



**Figura 11:** Mapa geológico simplificado com base na Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D, Caldas da Rainha (ZBYSZEWSKI, 1959) e perfil geológico transversal à estrutura do diapiro (WNW-ESSE).

## **6.1 – JURÁSSICO INFERIOR**

### **6.1.2 – J1AB – MARGAS DE DAGORDA**

O complexo de Dagorda é constituído por margas, argilas salíferas e por margas gessosas avermelhadas, esverdeadas e acinzentadas. Intercaladas neste complexo margoso, existem unidades de calcários dolomíticos e calcários margosos que se apresentam bastante inclinados, formando alinhamentos de cabeços no meio dos vales tifónicos.

Esta unidade evaporítica, como o próprio nome indica, formou-se devido à evaporação das primeiras águas que inundaram a Bacia Lusitaniana. A halite (NaCl) é o mineral fundamental do sal-gema e forma-se por precipitação de cloreto de sódio. Outro mineral que aparece sob a forma de evaporito é o gesso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Este sulfato de cálcio hidratado, de cor branca amarelada e de baixa dureza, pode ser utilizado como recurso na construção civil, em estuque e cimento. Podemos ainda encontrar neste complexo importantes ocorrências de anidrite (mineral de sulfato de cálcio anidro) que por hidratação transforma-se em gesso, aumentando de volume (ZBYSZEWSKI & BARRETO, 1967).

O «Complexo de Dagorda» é essencialmente de idade hetangiana, mas a halocinese poderá ter transportado alguns núcleos Triásicos vindos das profundidades (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

Esta unidade encontra-se fortemente dobrado; por exemplo entre Chão da Parada e Nadadouro forma-se um anticlinal central, de orientação NE-SW, constituído por margas avermelhadas com algumas intercalações calcárias. Mais para sul, entre Nadadouro e Óbidos, a orientação das camadas passa a ser NW-SE e entre Óbidos e Roliça, a orientação geral das camadas é novamente NE-SW.

Segundo KULLBERG (2000) as propriedades reológicas desta unidade proporcionaram, a migração de evaporitos na horizontal e/ou na vertical. O que deu origem à acomodação dos deslocamentos, quer distensivos quer

compressivos. Assim, as deformações frágeis do soco ao serem transmitidas para a unidade das Margas de Dagorda passaram a ter comportamentos dúcteis, inibindo a propagação dos acidentes tectónicos a partir do soco.

### 6.1.3 – CAMADAS DE COIMBRA

Embora esta unidade não se encontre aflorante na área de estudo, pelo estudo de sondagens de prospecção sabe-se que está presente; na sondagem realizada em Sobral da Lagoa encontra-se em profundidade com uma espessura de 115 m. A sequência da coluna sedimentar apresenta na base dolomitos, passando a calcários dolomíticos e termina com calcários puros o que segundo (ROCHA *et al.*, 1990) deve-se ao avanço do mar; o aumento da coluna de água permite a deposição do carbonato de cálcio num estado de maior pureza.

## 6.2 – JURÁSSICO MÉDIO

J<sup>2</sup>ABC – CALOVIANO (C), BATONIANO (B) E BAJOCIANO (A) – **Equivalente à Formação dos Candeeiros e à Formação de Brenha**

O Jurássico Médio do vale tifónico das Caldas da Rainha está representado nos afloramentos: da Serra do Bouro, do Sobral da Lagoa e de Olho Marinho.

**Na Serra do Bouro** - J<sup>2</sup>bc - o Dogger está representado, na sua grande maioria, por afloramentos de Batoniano. Este é caracterizado por calcários brancos, relativamente oolíticos, na parte superior, o calcário torna-se mais compacto, contendo alguns gastrópodes tais como *Nerinea* e *Pseudomelania*, e termina com calcário cinzento sem oólitos, mas com abundantes *Nerineas* em mau estado (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

**Sobral da Lagoa** - J<sup>2</sup>ab - localiza-se junto às margens do rio Real e pode observar-se da estrada que liga A-da-Gorda a Amoreira. No afloramento do lado oeste do rio, podem encontrar-se margas amareladas, calcários brancos, calcários cinzentos-acastanhados e calcários brancos sem fósseis até aos níveis inferiores das Margas de Dagorda. No afloramento do lado leste, temos

de baixo para cima: calcários brancos, oolíticos, com algumas secções de algas; calcários amarelos com fragmentos de crinóides; calcários compactos, acastanhados na sua superfície e azulados em secção, com elementos negros e com fósseis de *Morphoceras sp.*, que datam estas camadas como sendo do Batoniano inferior. Seguidamente, encontramos calcários amarelos, compactos com *Parckinsinia sp.* que indica a presença de Bajociano superior (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

O Jurássico médio corresponde a uma fase de acalmia tectónica entre duas fases de *rift*, permitindo que uma espessa série carbonatada de tipo rampa se depositasse. O conceito de rampa surgiu a partir de AHR (1973), opondo-se ao conceito clássico de plataforma carbonatada, aquele designa uma superfície de sedimentação cujo declive é muito suave, atingindo grandes profundidades. BURCHETTE & WRIGHT (1992).

Segundo ROCHA *et al.* (1996) a rampa “homoclinal” carbonatada (apresenta o mesmo gradiente de inclinação desde o litoral até às águas profundas) ter-se-á formado aquando da deposição das Camadas de Coimbra com uma inclinação média de 0,25° para oeste.

O modelo de rampa “homoclinal” na Bacia Lusitaniana, durante o Jurássico Médio, de acordo com (AZEREDO, 1999), permite que as fácies de meio marinho externo se depositem a oeste, e as de meio interno, por vezes de reduzida profundidade em ilhas-barreira, lagunas e planícies de maré a leste (AZEREDO & MANUPPELLA, 1998; AZEREDO, 1999).

### 6.3 – LUSITANIANO DO VALE TIFÓNICO DAS CALDAS DA RAINHA

Os dois flancos do vale tifónico de Caldas da Rainha são assimétricos. Nos afloramentos do flanco oeste podemos encontrar a Formação de Alcobaça J<sup>3</sup>c e a Formação de Montejunto J<sup>3</sup>b, enquanto que no flanco leste apenas aflora a Formação de Alcobaça J<sup>3</sup>c, sobreposta pelos «Grés superiores».

No flanco oriental do vale tifónico das Caldas da Rainha a Formação de Alcobaça, encontrando-se em contacto directo com as margas do infralias (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

### **6.3.1 – LUSITANIANO INFERIOR «FORMAÇÃO DE CABAÇOS» J<sup>3</sup>A, - OXFORDIANO MÉDIO (CHOFFAT, 1893)**

A Formação de Cabaços, que não se encontra em afloramentos visíveis na área de estudo. Através de dados de prospecções geofísica devem existir, em profundidade, no fosso sinclinal que se situa no intervalo entre o vale tifónico de Caldas da Rainha e a Serra dos Candeeiros, (Figura 9) que designamos por sinclinal de A-dos-Francos (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

A Formação de Cabaços, que não se encontra representada no sector Norte da Bacia Lusitaniana, é formada por calcários betuminosos, por vezes com níveis abundantes de lignite. Foi depositada em ambiente lacustre e apresenta variações para ambientes marinhos mais a sul (Montejunto-Torres Vedras) (WRIGHT, 1985). É datada do Oxfordiano médio, Zona da *Plicatilis* (ATROS & MARQUES, 1988) e assenta normalmente em ligeira discordância angular sobre as Formações de Brenha e de Candeeiros (KULLBERG, 2000).

### **6.3.2 – LUSITANIANO MÉDIO – FORMAÇÃO DE MONTEJUNTO (J<sup>3</sup>B) – TOPO OXFORDIANO MÉDIO-OXFORDIANO SUPERIOR (CHOFFAT, 1887)**

A Formação de Montejunto consiste, predominantemente, em calcários hemipelágicos de grão fino (LEINFELDER & WILSON, 1989), micríticos compactos a oolíticos e passando a margosos. As cores dos calcários são cinzento-claro e amarelo.

Segundo KULLBERG (2000), esta unidade está limitada pela Falha da Nazaré ocorrendo apenas nos sectores Norte desta sendo a sua correspondente lateral a Formação do Cabo Mondego.

O autor acima referido considera que a sua deposição ocorre em ambiente marinho de plataforma interna de pequena profundidade, episodicamente com acarreios argilosos.

Esta apresenta uma espessura que é muito variável segundo WILSON *et al.* (1989), devido às anisotropias no seio da Bacia Lusitaniana provocadas pelos movimentos laterais da unidade das Margas de Dagora que individualizaram pequenas depressões – sub-bacias – que condicionaram os fluxos sedimentares.

### **Formação da Tojeira**

WILSON *et al.* (1989) tratam a Formação da Tojeira com o membro inferior da Formação de Abadia, correspondente lateral da Formação de Alcobaça e membro superior da Formação de Montejunto. A base desta unidade data do topo do Oxfordiano médio (topo da Zona de *Plicatilis*) e do topo do Oxfordiano terminal (zona de *Planula*).

O limite superior da sequência de sedimentos, corresponde à transição da fácies de carbonatos de plataforma interna de pequena profundidade da Formação de Montejunto, para os depósitos episódicos de uma instável rampa margosa do Membro da Tojeira, marcando o começo do clímax do *rift* (PENA DOS REIS *et al.*, 1996; 2000).

Durante o Oxfordiano ocorreu uma transgressão, que representa uma subida generalizada do nível relativo do mar; ocorreu também uma subsidência moderada, que originou o desenvolvimento de várias sub-bacias.

### **6.3.3 – LUSITANIANO SUPERIOR – FORMAÇÃO DE ALCOBAÇA (J<sup>3</sup>c) – KIMERIDGIANO (CHOFFAT, 1885-88)**

Durante o final do Jurássico, a Bacia Lusitaniana foi sujeita a uma nova fase de *rifting*, o que provocou uma acentuada diferenciação batimétrica e consequentemente de fácies.

Esta representa uma série marinho-salobra composta por calcários margosos, argilas carbonatadas, margas mais ou menos arenosas e calcários detríticos com intercalações de *patch reefs* de ostras (KULLBERG, 2000).



Em ambiente de sedimentação de plataforma siliciclástica-carbonatada de pequena profundidade, durante o Kimeridgiano e o Titoniano, o material tipo siliciclástico invadiu a Bacia, resultando no desenvolvimento de uma sedimentação mista, sendo a componente siliciclástica mais acentuada no final da série (BERNARDES, 1992).

#### **6.4 – JURÁSSICO SUPERIOR INDIFERENCIADO (J<sup>3-4</sup>) – «GRÉS SUPERIORES COM VEGETAIS E DINOSSAUROS» (CHOFFAT, 1882)**

Os «Grés Superiores» estendem-se através dos sectores Central e Sul e têm como equivalente lateral a norte a Formação da Lourinhã. Na área de estudo a sua mancha cartográfica estende-se desde a Serra do Bouro até sul de Foz do Arelho, Sobral da Lagoa e Vau e entre o vale tifónico e a Serra do Candeeiros (sinclinal de A-dos-Francos).

Esta unidade de natureza essencialmente siliciclástica, é constituída por arenitos contendo alguns níveis conglomeráticos, argilas e por calcários margosos com registos de fósseis de vegetais e de dinossauros do Jurássico superior (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960). Os ambientes deposicionais foram de planície aluvial/deltaica argilosa (KULLBERG, 2000) em regime fluvial meandrizado, originando estruturas sedimentares com vários tipos de estratificação e de laminação desde cruzada em ventre e planar (BERNARDES, 1992).

A presença de alguns moluscos comuns nas Camadas de Alcobaça, permite afirmar que a base do complexo pertence ainda ao Lusitaniano superior. É possível que a parte superior do mesmo seja contemporânea do Kimeridgiano superior e talvez, do Portlandiano, por exemplo na região de Vau (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

Na fase terminal do Jurássico superior, a tendência regressiva acentua-se, existindo apenas registos de fácies marinhas mais a sul (MOUTERDE *et al.*, 1979). Verifica-se que as formações salobras ou continentais predominam, o

que leva a pensar que a linha do litoral deveria outrora, estar mais a oeste do que actualmente.

### **6.5 – CRETÁCICO – ALBIANO APTIANO E POSSÍVELMENTE NEOCAMIANO (C<sup>1-2</sup>) – “CAMADAS GRESOSAS DE OLHOS AMARELOS”**

Localizado a sudoeste da Lagoa de Óbidos, compõe-se por grés caulíníferos, esbranquiçados ou amarelos, com calhaus rolados (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960), apresentando estruturas sedimentares com laminação cruzada em ventre e planar.

A distensão ocorrida anteriormente origina o espaço necessário às intrusões magmáticas e diapírica ocorridas aquando da inversão do campo de tensões. O campo de tensões compressivo reactiva as falhas normais como inversas, o que provoca o rejuvenescimento da área mãe da bacia. O rejuvenescimento e a erosão do Soco Hercínico, permite a instalação de um regime continental, apresentando fácies siliciclásticas fluviais, estuarinas, costeiras e/ou lagunares (REY, 1982).

Os depósitos do Valanginiano - Aptiano inferior são contemporâneos às sequências *sinrift* do NW da Ibéria. Durante o Aptiano superior gera-se a discordância angular (DINIS & TRICÃO, 1995) onde assentam as sequências *pósrift* (WILSON *et al*, 1989) como as “Camadas Gresosas de Olhos Amarelos” presentes na área de estudo.

### **6.6 – PLIOCÉNICO (P) – COMPLEXO ASTIANO DE NADADOURO E ÁGUAS SANTAS E CAMADAS VILAFRANQUIANAS COM LIGNITOS E DIATOMITOS DE RIO MAIOR E ÓBIDOS**

No início do Pliocénico há uma invasão generalizada e temporária do mar deixando depósitos sobre toda a região envolvente inclusive a «Plataforma de Aljubarrota».

Segundo (Zbyszewski & FARIA 1967) é difícil separar as formações arenosas do Holocénico-Plistocénico dos depósitos Pliocénicos, pois ambos apresentam características muito semelhantes:

— O Complexo Marinho Astiano que é primeiro a ser depositado, pertence ao Placenciano (Pliocénico médio) e assenta sobre o infraliásico. Corresponde a depósitos deixados pelo mar caracterizados por sedimentos arenoso, com areias e grés argilosos, amarelados ou avermelhados apresentando também níveis conglomeráticos e, por vezes, algumas intercalações de grés calcários fossilíferos de fauna com características astianas (DOLLFUS & BERKELEY COTTER, 1909; ZBYSZEWSKI, 1959).

— O Complexo Continental do Pliocénico superior – ante-Pretigliano é caracterizado por apresentar detritos com areias finas, em parte caulíniferas, por vezes, mais grosseiras mesmo conglomeráticas e apresenta intercalações da argila, de lignitos e de diatomitos.

Interpretando as sequências sedimentares, plio-pleistocénica, J. CABRAL (1995) propõe um modelo, com três fases de evolução:

— A primeira ocorreu durante o início do Placenciano (Pliocénico superior) e caracteriza-se pela transgressão responsável pela abrasão marinha, de que é testemunho a plataforma de Aljubarrota.

— A segunda fase é caracterizada por um período estável do nível do mar, gerando ambientes de planície litoral, lagunar ou salobra sendo responsável pelas cascalheiras, areias de praia, argilas lignitosas bem como sedimentos areno-siltosos e micáceos e pela fauna astiana.

— A terceira sequência sedimentar é influenciada pelo período glaciário Pretigliano, que induz o recuo da linha de costa acompanhado de uma erosão intensa. Ocorrendo o encaixe do vale tifónico e a sedimentação das sequências continentais grosseiras, nos entalhes das formações pliocénicas. São também geradas pequenas bacias que foram preenchidas pelos depósitos de transporte torrencial, enquanto outras foram ocupadas por lagoas e charcos onde se depositaram os diatomitos e lignitos.

As formações de lignitos e de diatomitos na região das Caldas da Rainha, parecem ser mais recentes que as de Rio Maior. Não se sabe a sua idade exacta, mas pelas análises polínicas efectuadas nos diatomitos e lignitos da Quinta do Jardim, nos diatomitos da mina dos Arneiros (Trás do Outeiro) e nos

lignitos das escarpas litorais, a sul de Foz do Arelho, (ZBYSZEWSKI & FARIA 1967) é provável que pertençam ao Vilafranquiano (estratigrafia continental que corresponde à metade superior do Pliocénico até à base do Calabriano – 3.3 M.a. a 1.8 M.a.; Tabela 1).

Segundo CABRAL (1995) os depósitos Pliocénicos instalam-se anteriormente à formação da depressão do vale tifónico isto porque além da espessura dos depósitos no interior do vale tifónico ser equivalente à das áreas envolventes ao vale, os próprios depósitos apresentarem inclinações bastante acentuadas formando pequenas bacias, durante instalação da depressão tifónica (Zbyszewski & FARIA 1967).

## **6.7 – PLISTOCÉNICO (Q) – DEPÓSITOS DE ANTIGAS PRAIAS E DE TERRAÇOS**

Após a regressão ocorrida devido ao período glaciário Pretigliano, o encaixe da rede hidrográfica no vale tifónico originou, além das antigas praias plistocénicas, localizadas no litoral, entre a Foz do Arelho e Peniche, os baixos terraços nos vales dos rios Salir, Real e Arnoia e também na periferia da Lagoa de Óbidos (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

## **6.8 – HOLOCÉNICO (A) – ALUVIÕES**

Os aluviões localizam-se nas depressões de origem fluvial, que desaguardam na baía de S. Martinho do Porto (Vale do Rio Salir) bem como os da Lagoa de Óbidos (vales dos rios Arnoia e Real). Estes depósitos resultam de formações flandrianas que se depositaram nas depressões, profundamente escavadas, no litoral por altura da transgressão ocorrida durante a glaciação do würm (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA 1960).

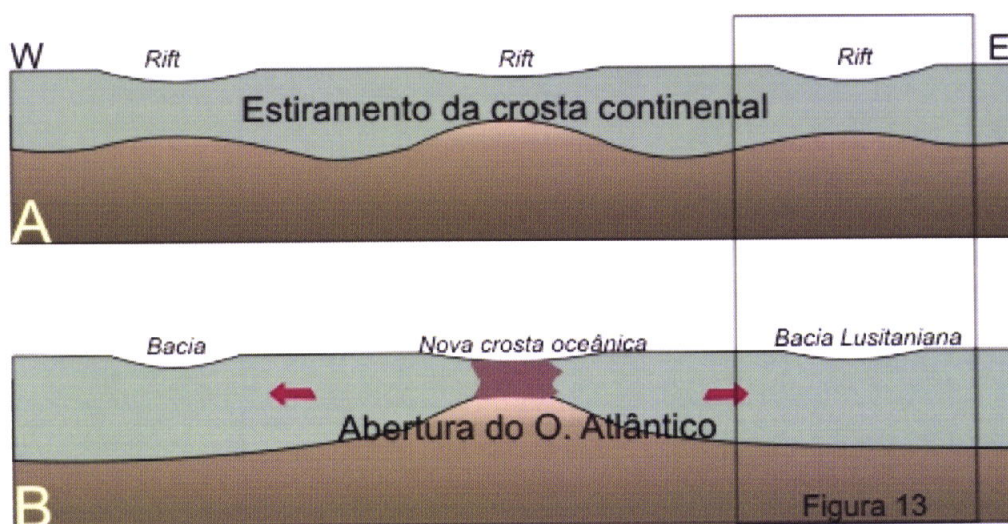
PERÍODO	ÉPOCA	IDADE/ ANDAR	FÁCIES/UNID.LOCAIS UNID. CONTINENTAIS	GLACIAÇÕES EUROPEIAS	INTERGLACIAÇÕES	M.A.	
Neogénico	Holocénio				Postglaciários	0	
	Plistocénico	Sup. (Tirreniano)		Würm	Eemiano	0.0115	
		Méd. (Siciliano)		Riss	Holstein	0.126	
				Mindel		0.781	
				Günz	Cromeriano	1.806	
	Pliocénico	Inferior (Calabriano)	Vilafranchiano		Tigliano	5.332	
		Gelasiano		Donau			
			Villaniiano				
		Placenciano	Rusciniano	Pretigliano	Reuveriano		
		Zancleano					
	Miocénico	Messiniano	Turoliano				7.246
		Tortoniano	Valesiano				11.608
		Serravaliano	Astaraciano	Aragoniano			13.65
		Langhiano	Orleaniano				15.97
		Burdigaliano	Ageniano	Rambliano			20.43
		Aquitano					23.03

**Tabela 1:** Tabela cronoestratigráfica do Neogénico com base na tabela da International Commission on Stratigraphy, 2005 e na tabela de J. PAIS, 2003.



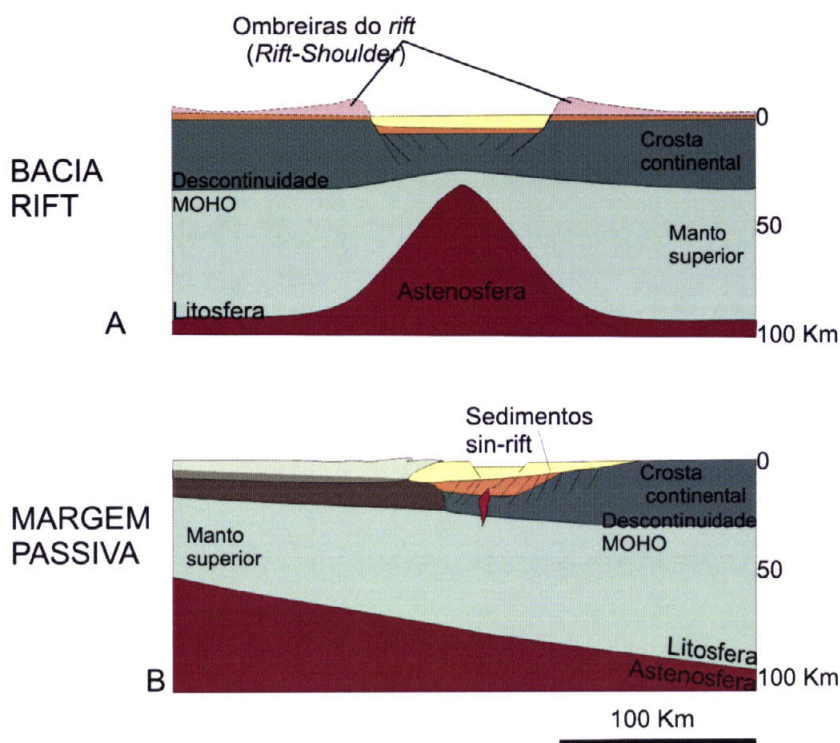
## 7 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA BACIA LUSITANIANA

Durante a separação dos continentes a crosta continental começa a estirar, promovendo a instalação de vários *rifts* (Figura 12 - A). A instalação de um campo de tensões distensivas provocou o abatimento e surreição de blocos e levou à instalação de bacias, entre elas a Bacia Lusitaniana (Figura 13-A). No entanto, durante o Cretácico inferior, o *rift* do Atlântico Norte apresenta um processo de ruptura mais acelerado e ocorre o início da formação da crosta oceânica (Figura 12 - B) induzida pela ascensão de plumas do manto.



**Figura 12:** Esquema interpretativo do estiramento da crosta continental, durante a separação dos continentes, e a formação da nova crosta oceânica.

A Bacia Lusitaniana devido a ter origem num *rift* é considerada "*tipo Rift*" (KLEIN, 1987 *in* DINIS, 1990) ou "*tipo Atlântico*" por ser paralela à abertura do Oceano Atlântico (MIALL, 1984a *in* DINIS, 1990). Numa fase posterior da sua evolução, o *rift* "aborta" (SOARES *et al.*, 1993) e a bacia passa a ser de margem passiva, esta designação é devida à sua posição marginal a uma crosta de natureza continental, que evoluiu em extensão e sem grandes ocorrências vulcânicas. (Figura 13-B).



**Figura 13:** Esquema interpretativo da formação das duas etapas, ocorridas na margem ocidental portuguesa. Inicialmente (A) em Bacia de *Rift* e termina em (B) em Margem Passiva.

A evolução sedimentar vertical/horizontal das bacias do Atlântico Norte é o resultado da correlação de vários factores como a taxa de subsidência da bacia, as mudanças do nível do mar e o influxo sedimentar (GALLOWAY, 1989).

Um dos acontecimentos mais importantes é o *rift* do Atlântico Norte que controlou as variações eustáticas e provocou uma sincronia nos movimentos das placas (DINIS, 1990) facto que é evidenciado pelas semelhanças dos registos sedimentares das várias bacias.

No caso particular da Bacia Lusitaniana a subsidência da bacia foi basicamente controlada por subsidências e basculamentos de blocos, ao longo de falhas normais, relacionadas com as várias fases distensivas de *rift*. A actuação de sucessivos esforços tectónicos levou à formação de novas falhas e à reactivação das falhas hercínicas e tardi-hercínicas (RIBEIRO, 1984). Esta pode ser dividida em vários sectores, tendo em conta algumas estruturas que condicionaram a sua evolução geodinâmica. Uma das mais importantes anisotropias, que permitiu esta individualização, é a Falha da Nazaré (BERNARDES, 1992) que permite uma evolução isolada de dois dos principais sectores. Mais tarde a tectónica diapírica com a ocorrência de movimentos



lateral das massas salinas, foi a responsável pela compartimentação em várias sub-bacias e consecutivamente pela divergência dos seus registos sedimentares.

As variações globais eustáticas podem ter, várias causas. A variação do volume total das dorsais oceânicas, provocado pela abertura do pró-atlântico Norte, terá sido a que mais impacto teve na evolução das bacias; porém existem muitas outras causas indirectamente relacionadas tais como as variações geoidais que podem ser induzidas pelas glaciações que dependem sobretudo das variações climáticas.

Todos estes factores acabam por auto correlacionar (Figura 14), por exemplo: as alterações climáticas podem ser induzidas directamente pela reactivação dos acidentes tectónicos. A alteração da topografia devido ao levantamento da área-mãe ou no controle da subsidência induz alterações no regime de pluviosidade e consequentemente o aumento da taxa de sedimentação. Além destes dois últimos, o conjunto dos factores que influenciaram as taxas de subsidência/surreição e as alterações climáticas, controlam as variações eustáticas, provocando ciclos regressivos/transgressivos.

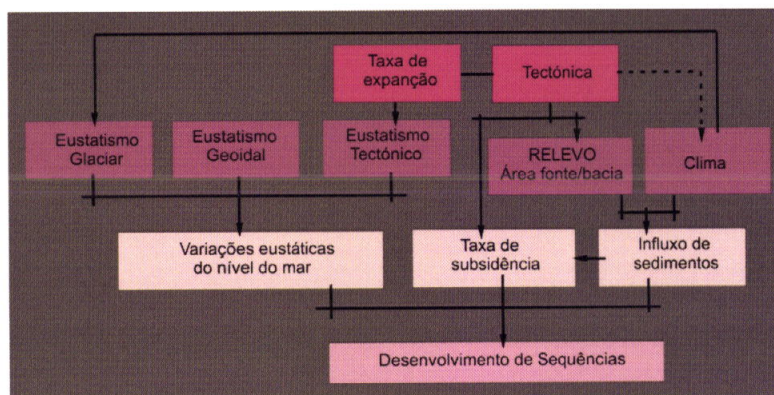
O ciclo transgressivo durante o Jurássico médio originou os depósitos de fácies carbonatada. Estes devem-se, não só, às latitudes próximas do equador e ao carácter globalmente mais quente do clima (BERNARDES, 1992) mas também às altas percentagens de dióxido de carbono na atmosfera. Outras evidências deste clima são os abundantes restos vegetais e o aparecimento de construções de recifes de coral encontrados entre os calcários, indicadores de águas quentes e pouco profundas.

A geodinâmica crustal, também influencia indirectamente o clima induzindo ocorrências vulcânicas que introduzem grandes quantidades de dióxido de carbono, o que provoca o aumento do efeito de estufa e o aumento e descontrolo das taxas de precipitação, principalmente junto às margem dos oceanos, já que no seu interior induzem a uma maior aridez (BARRON *et al.*, 1989 *in* DINIS, 1990).



Durante o Caloviano médio ocorreu o fim da distensão, responsável pela subsidência da Bacia Lusitaniana e pela sua emersão. A inversão do campo de tensões, durante o final do Caloviano, devido à formação da nova crosta oceânica do Atlântico Norte foi a responsável pelos depósitos sedimentares do Jurássico superior que, na sua maioria, correspondem a fácies siliciclásticas.

Também determinantes na diferenciação das fácies das bacias são os factores que estão relacionados com os processos sedimentares, factores que controlam o tipo e a distribuição dos materiais. Nos domínios continentais a distribuição é controlada por processos inerentes a sistemas fluviais e de transição como correntes e ondas.



**Figura 14:** Esquema das interrelações dos factores intervenientes na arquitectura dos sedimentos de uma bacia. (modificado de GALLOWAY, 1989 in BERNARDES, 1992).

Durante o Triásico superior iniciaram-se os movimentos que levaram à separação dos continentes durante a separação da Ibéria da América formou-se na margem ocidental da placa Ibérica a Bacia Lusitaniana.

O afastamento progressivo dos continentes levou à entrada gradual de braços de mar para o interior da bacia, o que possibilitou a formação de depósitos marinhos e a chegada de novos organismos. Através da análise do registo fóssil podemos perceber como aconteceram as migrações e quais os primeiros mares a abrir.

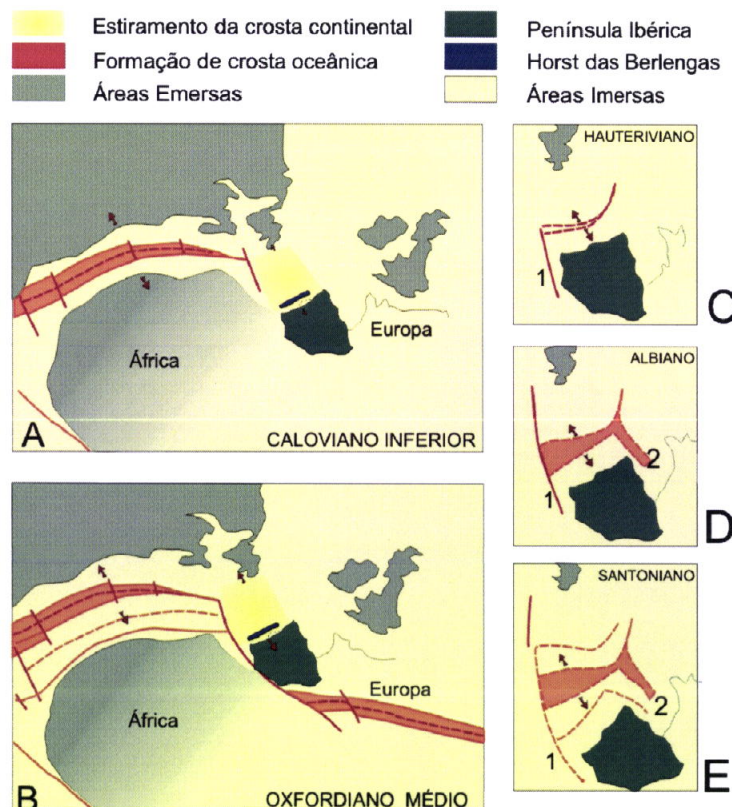
O estudo das anomalias dos fundos oceânicos possibilitou a compreensão das fases de expansão do Atlântico Central e Norte, que se sabe terem sido

diacrónicas (BERNARDES, 1992) abrindo sequencialmente como um “fecho-éclair” de sul para norte.

A abertura do *rift* Atlântico Norte desenvolve-se controlada por duas falhas transformantes: a falha norte-africana, a separar África da Ibéria e a falha norpirenaica (MALOD, 1989) a separar a Ibéria da Eurásia, o que permitiu a evolução individual destas três placas.

No Cretácico inferior (Hauteriviano-Aptiano) ocorre a rotação entre a placa da Ibéria e a da Eurásia, provocada pelo arrastamento entre a placa Ibérica e a placa Africana (BERNARDES, 1992). Durante este período e até ao Albiano ocorre a abertura do golfo da Biscaia (ANDRIEUX *et al.*, 1989) a norte ocorrendo a convergência entre a Ibéria e África (Figura 15).

A convergência entre a Ibéria e a Eurásia origina a cadeia pirenaica e o deslocamento da placa africana para uma posição similar à actual (BERNARDES, 1992).



**Figura 15:** Eventos Tectónicos relacionados com a abertura do Oceano Atlântico. A e B de SHERIDAN (1983) e C, D e E de MASSON & MILES (1984).

1 – Falha norte-africana, onde se instalou o Golfo da Cádiz;

2 – Falha norpirenaica (MALOD, 1989) onde se instalou o Golfo da Biscaia ou Gasconha (ANDRIEUX *et al.*, 1989)



A evolução da Bacia Lusitaniana foi polifásica (WILSON, 1988; MOUGENOT, 1989; DINIS, 1990) relacionando-se com as várias fases de *rift*. Tendo o seu preenchimento ocorrido em etapas que apresentam diferentes tipos de estruturas sedimentares intercalados com descontinuidades. A alternância de períodos de reactivação dos acidentes hercínicos (BERNARDES, 1992), as adaptações sedimentares e as variações eustáticas conduzem à estruturação da bacia em três etapas: Triásico superior-Caloviano, Oxfodiano-Kimeridgiano e Kimeridgiano superior-Turoniano (BOILLTOT *et al.*, 1979; WILSON, 1988; GUÉRY *et al.*, 1986 e HISCOTT *et al.*, 1990)

As duas primeiras etapas correspondem a fases distensivas da Bacia Lusitaniana, separadas por uma descontinuidade provocada por uma subsidência térmica em que a crosta estirada arrefeceu e contraiu (HISCOTT *et al.*, 1990), enquanto que na última, estão registados as várias fase do *rift* do Cretácico com a abertura do Oceano Atlântico Norte (DINIS, 1990).

Segundo KULLBERG (2000) ao longo da sequência sedimentar são registadas cinco descontinuidades ocorridas: na base do Carixiano; no Toarciano inferior, na passagem Caloviano superior – Oxfordiano inferior, no topo Berriasiano e na passagem Aptiano inferior – Aptiano superior. (Tabela do anexo II) correlação efectuada por KULLBERG (2000) entre a taxa de subsidência da bacia e a as curvas eustáticas (de 2ª ordem de B. HAQ *et al.*, 1988)

## 7.1 – TRIÁSICO SUPERIOR-CALOVIANO

### 7.1.1 – PRIMEIRA FASE DE RIFT

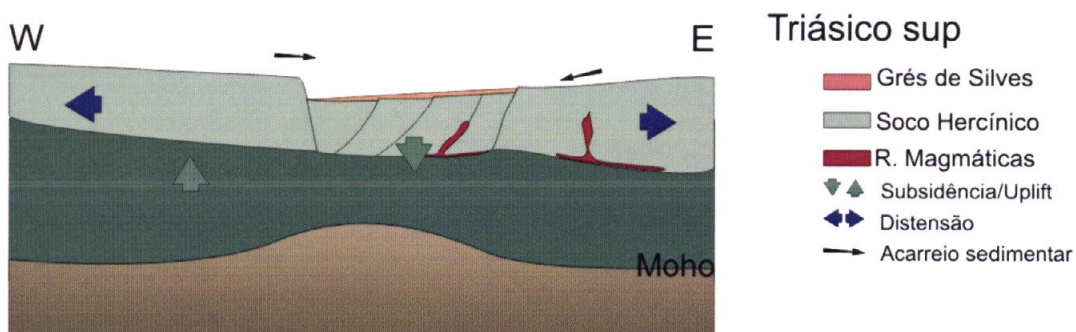
ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	ÉPOCA/IDADE	MA.
Primeira fase de <i>rift</i>	Margas de Dagorda Grés de Silves	Jur. Inf. (Hetangiano) Trias superior	199.6±0.6 228±2.0

A primeira fase de instalação do *rift* iniciou a individualização da Bacia Lusitaniana devido ao campo distensivo, originando falhas normais com direcção NNE-SSW, e a subsidência da bacia através do basculamento de

blocos, tendo como limites: a oriente o Maciço Hespérico e a ocidente o bloco das Berlengas.

Os primeiros sedimentos datam da passagem do Triásico para o Jurássico, tratando-se de depósitos continentais siliciclásticos provenientes da erosão das margens da baía - Grés de Silves (Figura 16).

A aceleração da subsidência (Figura 16) provoca novo enquadramento paleogeográfico com a passagem progressiva a depósitos de planície aluvial, com invasões marinhas episódicas, que originaram a unidade das Margas de Dagorda KULLBERG (2000).



**Figura 16:** Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Triásico, com o início da primeira fase de *rift*. (modificado de VANNEY & MOUGENOT, 1981)

### 7.1.2 – PRIMEIRO CICLO MAGMÁTICO:

ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	MA.	ÉPOCA/IDADE
Primeira ciclo magmático	Complexo vulcano-sedimentar de Sesimbra Filões da Messejana Filões das Beiras	196.5±1 203±2 205±4 - 215±4	Jur. inf. (Hetangiano) Trias superior

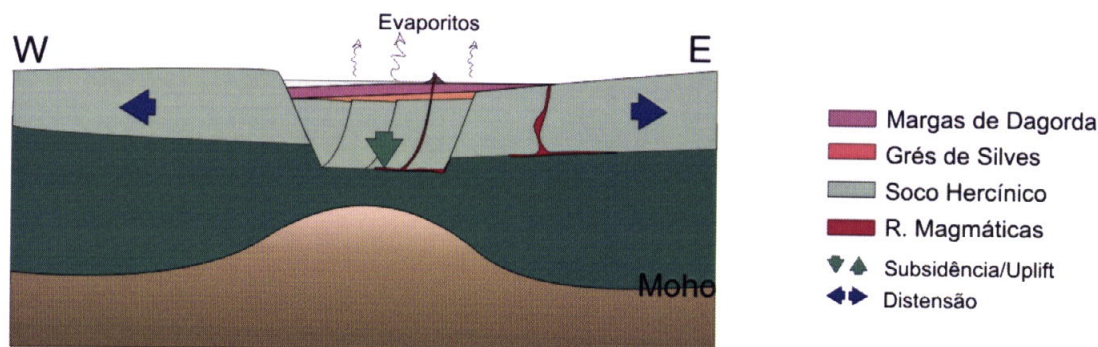
Durante o primeiro episódio de *rift*, o campo de tensões distensivo induziu actividade basáltica de origem mantélica (MARTINS, 1991) A reactivação das falhas conduziu os fenómenos magmáticos que originaram o ciclo Toleítico. (KULLBERG, 2000).

Através de datações radiométricas (K/Ar) são sugeridas idades entre 205±4 - 215±5 M.a. (Triásico superior) para os filões das beiras (GOMES, 1996) e outras



datações, nomeadamente de  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , com idades entre  $203\pm 2$  Ma. (Hetangiano), para os filões da Messejana (DUNN *et al*, 1998).

Dentro da bacia (Figura 17), o único registo deste episódio é o complexo vulcano-sedimentar, localizado em Sesimbra, entre o topo da unidade evaporítica do Hetangiano e a base dos dolomiticos do Sinemuriano, ou seja há  $196.5\pm 1$  M.a. (MANUPPELLA *et al.*, 1994).



**Figura 17:** Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico inferior, no decorrer do início da primeira fase de *rift*. (modificado de VANNEY & MOUGENOT, 1981)

### 7.1.3 – SUBSIDÊNCIA TÉRMICA: SINEMURIANO INFERIOR A CALOVIANO

ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	ÉPOCA/IDADE	M.A.
Fase de acalmia	Formação dos Candeeiros Formação de Brenha	Carixiano - Caloviano	164 - 185
Fim da primeira fase de <i>rift</i>	Camadas de Coimbra	Sinemuriano	189 - 199

Durante o Jurássico médio ocorreu uma fase de relativa estabilidade tectónica, entre duas fases activas de *rift*. Aquela foi interpretada, segundo vários autores, como sendo um relaxamento térmico da litosfera.

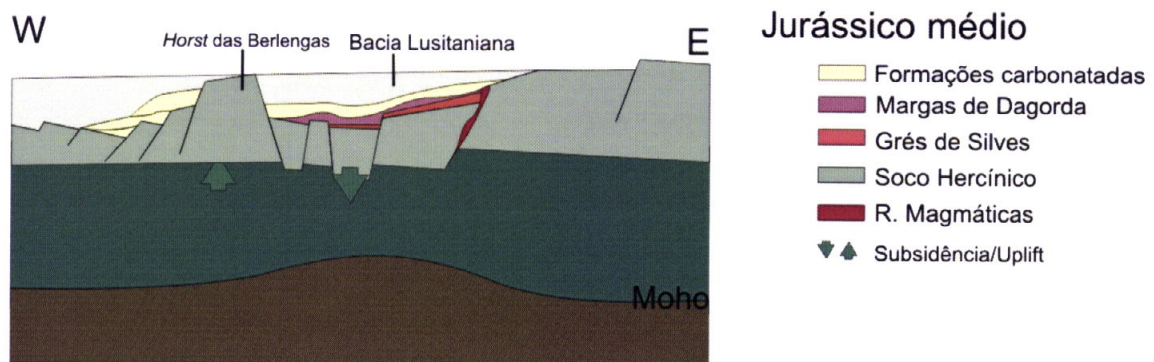
A subsidência da bacia juntamente com a subida do nível do mar originou um grande período de transgressão marinha, durante a qual se depositou uma espessa série carbonatada (SOARES & DUARTE, 1995).

Durante o início das inundações da bacia - Sinemuriano superior ocorreu ligação com o domínio Boreal e posteriormente com o Mar Tethys (MOUTERDE



*et al.*, 1972; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987) mais tarde ocorre o confinamento materializado através de níveis betuminosos da bacia e desenvolvem-se as primeiras amonites endémicas (SOARES *et al.*, 1993).

A série tendencialmente transgressiva ter-se-á depositado inicialmente numa rampa com águas pouco profundas até à instalação de um sistema de rampa “homoclinal”, onde se depositaram as Camadas de Coimbra (Figura 18).



**Figura 18:** Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico médio, no final da primeira fase de *rift* ocorrendo uma fase acalmia e a instalação de uma plataforma carbonatada (modificado de VANNEY & MOUGENOT, 1981)

A partir do Liásico médio as condições de mar aberto passam a prevalecer, os depósitos são essencialmente carbonatados de fácies hemipelágica. Ocorrem apenas algumas interrupções pontuais de episódios regressivos e mesmo algumas lacunas já referidas, na base do Carixiano e no Toarciano inferior.

A Formação de Brenha assenta em concordância com a formação de Coimbra (MOITA, 1996), durante o Bajociano ocorre a diferenciação da bacia em dois sectores principais, individualizados pela Falha da Nazaré, depositando-se a Formação dos Candeeiros a sul desta, permanecendo a formação de Brenha a norte. (Anexo II).

No sector Sul da bacia desenvolve-se uma rampa carbonatada externa de águas profundas com frequentes faunas de amonites onde se depositou a Formação de Brenha (KULLBERG, 2000); nos sectores Central e Norte desenvolve-se uma rampa carbonatada interna de pequena profundidade (ROCHA *et al.*, 1996) onde se instalou a formação de Candeeiros.

## 7.2 – OXFORDIANO-KIMERIDGIANO

### 7.2.1 – SEGUNDA FASE DE *RIFT*

ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	ÉPOCA/IDADE	MA.*
Segunda fase de <i>rift</i>	Grés superiores F. de Alcobaça	Titoniano Kimeridgiano	145.5 – 150.8 150.8 – 155.7
	F. Montejunto F. Cabaços	Oxfordiano	155.7 – 161.2
	Hiato	Final Caloviano	161.2 - 163

\* - idades aproximadas segundo a International Stratigraphic Chart of International Commission on Stratigraphy ([www. Stratigraphy.org](http://www.Stratigraphy.org)) – Anexo III

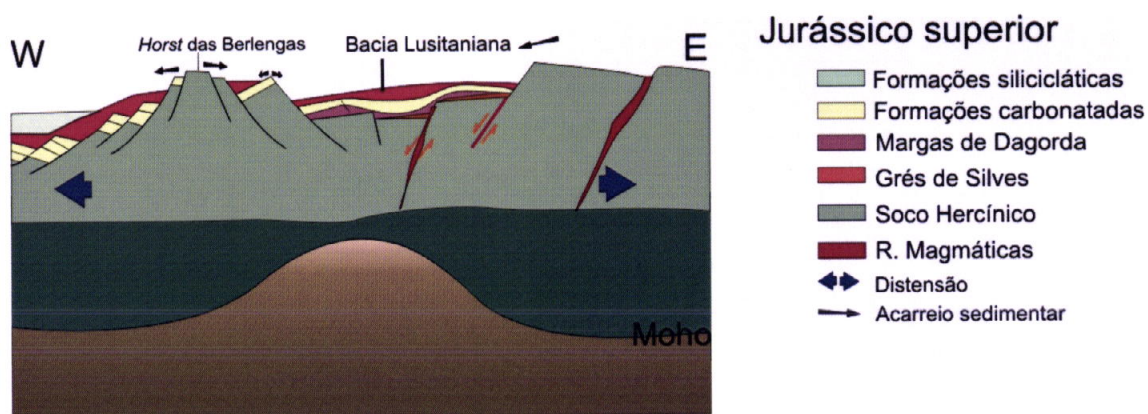
A ocorrência de injeções magmáticas datadas do intervalo  $145\pm 2$  M.a. a  $133\pm 3$  M.a. (Berriasiano/Barremiano inferior) (FERREIRA & MACEDO, 1983) indicia o início da segunda fase *rift*.

A segunda fase de *rift* iniciou-se no Oxfordiano superior até ao Berriasiano e ficou registada pelo hiato regional, que abrangeu o Caloviano superior e o Oxfordiano inferior. Esta lacuna sedimentar é observável à escala de toda a bacia e é interpretada como uma fase de soerguimento térmico, o que provocou uma regressão, expondo os afloramentos emersos a uma intensa meteorização.

A Formação de Cabaços não aparece na carta de Caldas da Rainha - 26D, ZBYSZEWSKI & ALMEIDA (1960) mas sabe-se da sua presença no sinclinal a oeste da Serra dos Candeeiros (sinclinal de A-dos-Francos), indicada pela prospecção geofísica. A sondagem de Gaiteiros-1 (localizada no sinclinal de A-dos-Francos) mostra a continuidade de fácies desde a Formação de Candeeiros até à Formação de Montejunto, o que indica que o ambiente sedimentar marinho não sofreu modificações.

A actividade distensiva intensificou-se significativamente, atingindo o clímax no final do Oxfordiano. Na passagem do Oxfordiano para o Kimeridgiano deu-se a subsidência da Bacia, que passou a ser invadida por sedimentos terrígenos (Figura 19).





**Figura 19:** Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Jurássico superior. (modificado de VANNEY & MOUGENOT, 1981)

Os sedimentos do Jurássico superior foram influenciados, segundo PENA DOS REIS *et al.* 2000, por três etapas: a primeira durante o Oxfordiano superior, inicia-se com a segunda fase de *rift* devido aos processos distensivos que provocam a subsidência da bacia de que resultou, conseqüentemente, a imersão de alguns dos seus sectores. Ocorre assim a continuação da série carbonatada, no Sector Central e Sul da bacia com a formação de Cabaços, seguida da Formação de Montejunto que são correspondentes laterais da Formação de Cabo Mondego, no sector a norte da falha de Nazaré. A segunda decorreu desde o topo do Oxfordiano superior até ao Kimeridgiano superior e corresponde ao clímax distensivo que atingiu o final da fracturação no Kimmeridgiano médio (MALOD & MAUFFRET 1990), nesta fase ocorre a transição das fácies carbonatadas para as siliciclásticas. A terceira fase, desde o Kimeridgiano superior até ao Berriasiano, é interpretada como um período de subsidência térmica, com variações no nível do mar e com pequenos impulsos tectónicos.

Durante o Jurássico superior, segundo KULLBERG (2000), não existe referência de qualquer descontinuidade à escala da Bacia. A sedimentação é muito diversificada, com grandes variações laterais de fácies e de espessura devido a uma grande taxa de subsidência que se prolongou durante todo o Jurássico superior, conferidas essencialmente por compartimentação tectónica intimamente relacionada com as movimentações halocinéticas laterais e com as variações eustáticas.

Durante a passagem do Jurássico para o Cretácico, segundo R. ROCHA *et al* (1996), foi inibido o registo biostratigráfico, devido ao levantamento tectónico persistente que se opôs ao eustatismo, o que dificulta a análise sequencial e as datações correlativas.

### 7.2.2 – CRISE GEODINÂMICA NA PASSAGEM BERRIASIANO-VALANGINIANO

Este é mais um período que assinala o encerramento do ciclo regressivo das «fácies purbeck», de origem tectónica, que se instalaram desde o final do Jurássico até à base do Cretácico, próximo do limite Berriasiano-Valanginiano.

A instalação do *rift* a oeste da Bacia, durante o Berrisiano, provoca a inversão do campo de tensões e dando-se a emersão da bacia. Durante este período (KULLBERG, 2000) registam-se discordâncias angulares e hiatos sedimentares. Ocorre também a instalação de sistemas fluviais materializados, pelo aparecimento de conglomerados e arenitos.

## 7.3 – KIMERIDGIANO SUPERIOR-TURONIANO

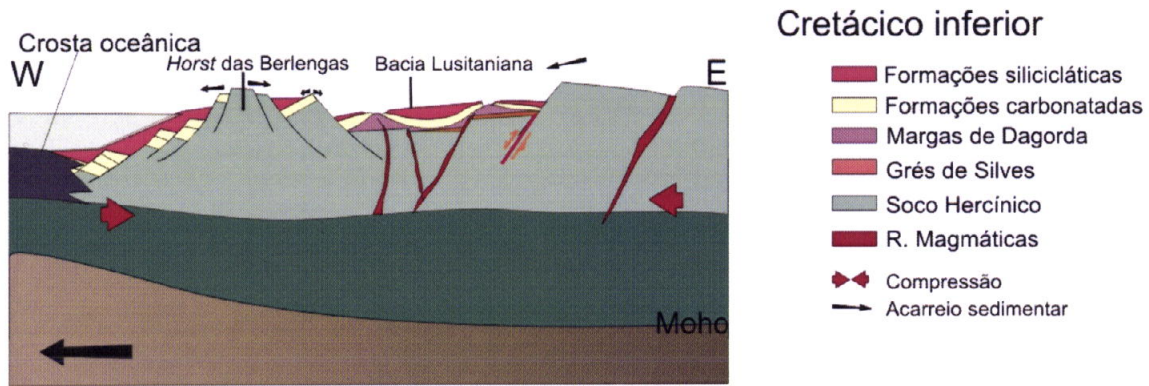
### 7.3.1 – SEGUNDO CICLO MAGMÁTICO

ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	ÉPOCA/IDADE	MA.
Segundo ciclo magmático	Filões nos alinhamentos dos diapiros – NNE-SSW Filão de Gaeiras – WNW-ESE	Berriasiano Hauteriviano	145 $\pm$ 3* 133 $\pm$ 3

\* segundo FERREIRA & MACEDO, 1983

Este ciclo está relacionado com o pequeno período de inversão que ocorre antes do *rifting* do Cretácico. Esta actividade ígnea é datada desde o Oxfordiano-Valanginiano (FERREIRA & MACEDO, 1983), onde são registados filões doloríticos (micrograbros) ao longo das falhas NNE-SSW, nos alinhamentos diapíricos (Figura 20) e perpendicularmente a estas, com direcção WNW-ESE, como é o caso de Gaeiras.





**Figura 20:** Paleomorfologia da Bacia Lusitaniana durante o Cretácico inferior, no decorrer do segundo ciclo magmático. (modificado de VANNEY & MOUGENOT, 1981)

Embora datadas do mesmo ciclo magmático, as intrusões ígneas localizadas dentro e fora do diapiro, apresentam algumas diferenças químicas. G. ZBYSZEWSKI & M. ANDRADE (1957) ao estudarem as rochas ígneas existentes no seio do diapiro concluíram que têm a mesma origem interna, tendo o processo de diferenciação ocorrido ao longo da sua ascensão através de alterações metassomáticas do magma original por assimilação.

Segundo KULLBERG (2000), e através de estudos de geoquímica, estas intrusões, têm origem no manto litosférico, não evidenciando vestígios crustais. Este autor refere ainda a coincidência da sua localização geográfica com a localização dos diapiros da Bacia Lusitaniana.

### 7.3.2 – DIAPIRISMO SALINO

ACONTECIMENTO	LITOLOGIA	ÉPOCA/IDADE	MA.
Diapirismo na Bacia Lusitaniana	Unidade responsável: Margas de Dagorda	Cretácico Inferior	99.6 145.5

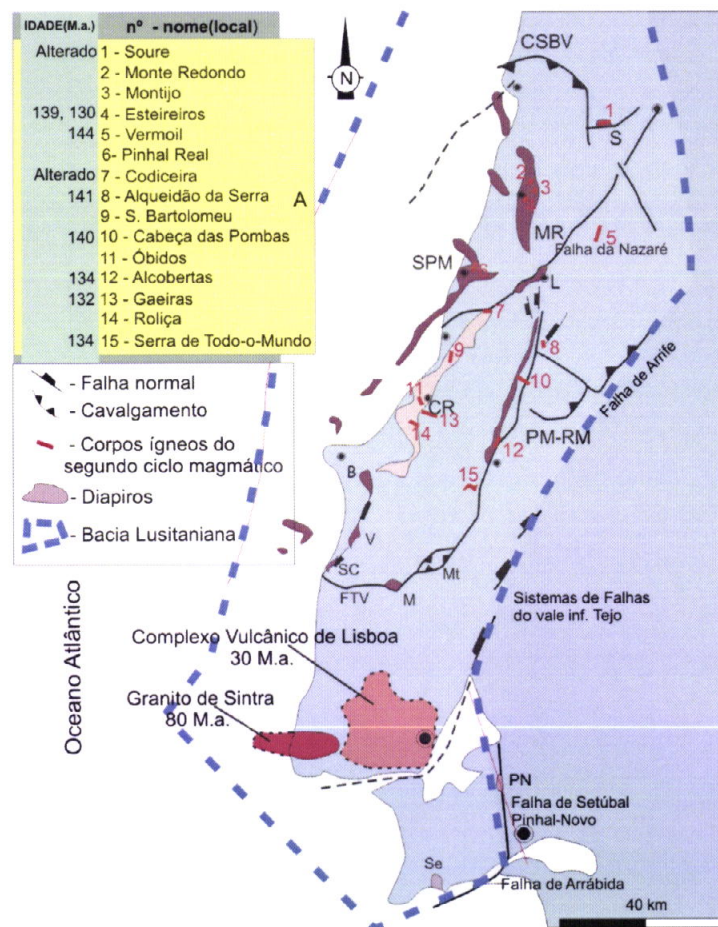
Na Bacia Lusitaniana afloram vários diapiros, que na sua grande maioria se localizam a norte da Falha de Torres Vedras-Montejunto, ao longo das direcções NNE-SSW inflectindo, a norte da falha da Nazaré, primeiro para NNW-SSE e depois para NW-SE.

As intrusões ígneas localizam-se nos alinhamentos das falhas, que condicionam os diapiros e estruturam a bacia (Figura 21). Através da



interpretação de perfis sísmicos, sabe-se que estas falhas estão enraizados no Soco Hercínico.

Confirmando, o que já tinha sido apoiado anteriormente por ZBYSZEWSKI (1959), KULLBERG (2000) aponta como principal “motor” dos fenómenos halocinéticos as altas temperaturas das intrusões magmáticas do segundo ciclo magmático, estas provocaram o aumento de volume das Margas de Dagorda que pode atingir cerca de 1/3 do original. Além do aumento do volume, provocaram a fusão do sal-gema e do gesso e a diminuição da sua densidade e da viscosidade.



**Figura 21:** Localização dos diapiros, de alguns sistemas falhas (adaptado de RIBEIRO *et al.*, 1996 in KULLBERG, 2000) e dos corpos ígneos do ciclo transicional Berriasiano-Valanginiano, localizados no núcleo ou no bordo leste de diapiros, com as respectivas datações centrais mais fiáveis. (modificados de FERREIRA & MACEDO, 1983 in DINIS, 1999)

B – Diapiro de Bolhos; CR – Diapiro das Caldas da Rainha; CSBV – Cavalegamento da Serra da Boa Viagem; FN – Falha da Nazaré; FS-PN – Falha de Setúbal-Pinhal Novo; FTV – Falha de Torres Vedras; L- Diapiro de Leiria; M - Diapiro de Matacães; MR – Diapiro de Monte Real; Mt - pop-up de Montejunto; PM-RM – Diapiro de Porto de Mós-Rio Maior; PN – Diapiro de Pinhal Novo; S – Diapiro de Soure; SC – Diapiro de Santa Cruz; SPM – Diapiro de S. Pedro de Muel; V – Diapiro de Vimeiro.

No entanto, não há consenso entre os vários investigadores sobre a idade exacta para o despoletar dos diapiros na Bacia Lusitaniana. MONTENAT *et al.*, (1988) apontam o Jurássico médio como a idade provável para o despoletar dos movimentos halocinéticos. No entanto, como se chegou à conclusão que um dos principais factores para a indução da halocinese seria a tectónica regional distensiva CARVALHO (2001) considera que terá sido durante o Jurássico inferior. Outros investigadores (TERRINHA *et al.*, 1998) apontam o Jurássico superior para possível ascensão dos diapiros que também é um período de tectónica regional distensiva. Mais tarde KULLBERG (2000) aponta o Cretácico inferior para a intrusão dos corpos diapíricos.

NALPAS & BRUN, 1993 acreditam que durante as fases distensivas do Jurássico inferior, a unidade evaporítica deslocou-se entre os sectores e compartimentos da bacia, devido às tensões litostáticas diferenciais formando as estruturas em almofada (*salt pillow*) ou anticlinais de sal, ou seja, estruturas de pequenas dimensões (Anexo I em I.I.I). Mais tarde, durante as fases compressivas, as tensões impulsionaram os movimentos ascendentes originando estruturas diapírica perfurantes (Anexo I em I.I.II).

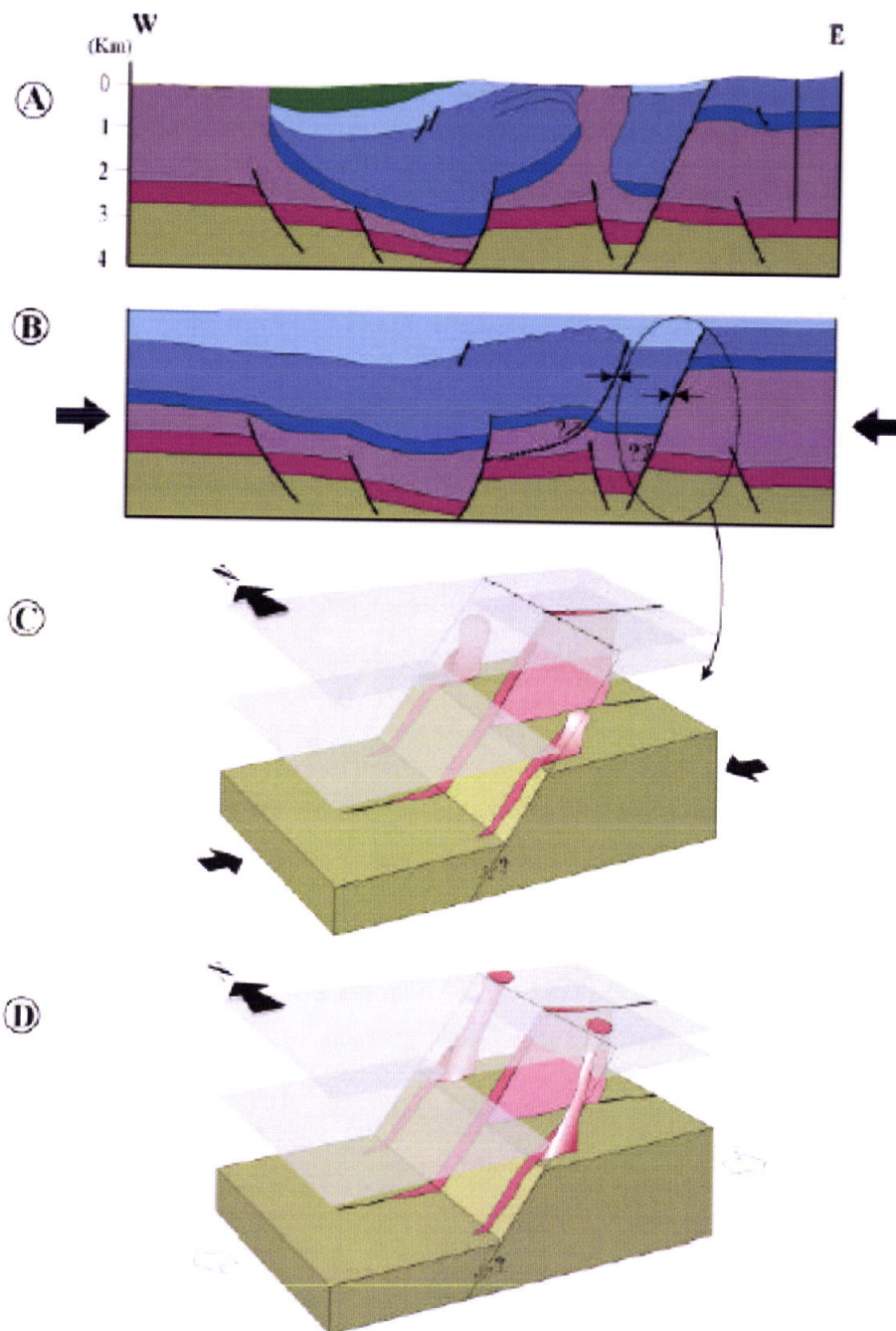
A ocorrência de fenómenos diapíricos durante regimes compressivos, por exemplo durante o Miocénico, como apontam outros autores, é segundo KULLBERG (2000), pouco provável, pois além das tensões compressivas que fechariam o espaço necessário à sua ascensão, existem afloramentos do Aptiano superior no seio dos diapiros, demonstrando que quando os afloramentos do Cretácico se depositaram o diapiro já estaria exposto.

Para melhor compreensão dos fenómenos relacionados com a tectónica salina apresenta-se no Anexo I uma síntese sobre o conhecimento actual do diapiroismo.



INÍCIO DOS FENÓMENOS DIAPÍRICOS DURANTE O JURÁSSICO SUPERIOR	
ACONTECIMENTOS	PROCESSOS
<p>Oxfordiano – início da segunda fase de <i>rifting</i>.</p> <p>Forte regime distensivo;</p> <p>Reactivação das falhas do Soco Hercínico;</p>	<p>Durante a distensão ocorre a fracturação e o adelgaçamento da cobertura sedimentar;</p> <p>A reactivação das falhas do Soco Hercínico também ajuda à migração do sal, levando à formação de anticlinais;</p> <p>Após o despoletar dos mecanismos halocinéticos, mesmo em fase de tranquilidade tectónica ou de compressão aqueles podem continuar a sentirem-se.</p>
INÍCIO DOS FENÓMENOS DIAPÍRICOS DURANTE O CRETÁCICO INFERIOR	
ACONTECIMENTOS	PROCESSOS
<p>Cretácico inferior – ocorre a instalação do <i>rift</i> a oeste da bacia;</p> <p>Curto período distensivo;</p> <p>Inicia-se o segundo ciclo magmático;</p>	<p>Antes da inversão do campo de tensão ocorre uma fase de distensão que permite a instalação dos corpos ígneos;</p> <p>A instalação dos corpos ígneos é concordante com os alinhamentos dos diapiros;</p> <p>A distensão é bastante menor do que a ocorrida durante o Jurássico superior;</p> <p>O aquecimento das Margas de Dagorda provoca: a fusão do sal-gema e do gesso, o aumento do volume e a diminuição da densidade e da viscosidade.</p>

Comparando as duas hipóteses referidas no quadro acima, ambas ocorrem em regimes distensivos. No entanto, durante o Cretácico inferior ocorre o segundo ciclo magmático interferindo com a unidade evaporítica no interior da Bacia Lusitaniana. Assim sendo e segundo KULLBERG (2000), após a instalação do *rift* e a formação de crosta oceânica basáltica ocorre a inversão do campo de tensões que passam a ser compressivas, formando “megafendas” de tracção que permitiram a instalação de corpos magmáticos. Após esta inversão ocorre novamente um período distensivo que induz a intensificação dos fenómenos magmáticos. Os corpos ígneos passam a ter a forma de pequenos domas segundo o modelo apresentado na Figura 22.



**Figura 22:** Tentativa de reconstituição e modelo de instalação dos corpos ígneos, durante o início do Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano) Perfil representativo da situação actual, elaboração a partir do perfil sísmico interpretado por S. LOMHOLT *et al.* (1996) (sobrelevado 2X).

- A) Tentativa de reconstituição do perfil para aquela idade, assumindo inversão anterior, próxima do limite Caloviano-Oxfordiano; as falhas em compressão terão inibido a ascensão magmática através delas.
- B) Ter-se-ão formado “megafendas” de tracção profundas paralelas à direcção de compressão, que facilitam a ascensão magmática; terminado o período de inversão transitória precoce, alguns dos corpos ainda não terão atingido a superfície;
- C) Após o recomeço da distensão ou, pelo menos, a paragem da compressão, terão continuado a ascender, sem condicionamento tectónico, adquirindo geometria cilíndrica antes de atingir a superfície. (retirado de KULLBERG, 2000)



## Diapiro das Caldas da Rainha

Segundo vários autores (MONTENAT *et al.*, 1988; WILSON *et al.*, 1989; PINHEIRO *et al.*, 1996; *in* KULLBERG, 2000) esta estrutura foi a responsável pela subsidência de alguns importantes sectores da bacia durante o Jurássico superior devido a movimentações laterais da unidade.

No bordo sul do diapiro observa-se o contacto entre as camadas de Montejunto registo do Kimeridgiano e as margas hetangianas; segundo GUÉRY (1984) trata-se de uma paraconformidade (“accordance stratigraphique”). Actualmente este contacto é interpretado como sendo feito por falha, o que é baseado na datação Sinemuriana dos calcários sobrejacentes ao contacto.

Não se sabe ao certo a idade da ascensão diapírica que promove o contacto entre as unidades hetangianas e as unidades do Kimeridgiano. Estudos sobre a estrutura da Serra de El-Rei, KULLBERG *et al.* (1997) sugerem que, tanto o estilo tectónico como a idade dos movimentos halocinéticos, são idênticos para todas as estruturas diapíricas localizadas ao longo da falha de Caldas de Rainha (Caldas da Rainha, Bolhos, Vimeiro e Santa cruz).

Ao interpretarem o contexto geodinâmico que enquadra a deposição das camadas de Alcobaça (Kimeridgiano) junto ao bordo do diapiro, MARQUES *et al.* (1992) excluem a hipótese desta unidade estar associada à formação do diapiro, justificando o aumento da sedimentação argilo-margosa devido à interacção tectono-eustática própria do Kimeridgiano, com o final da fracturação da bacia atingido o clímax distensivo. Este dá origem à regressão e termina no final do Kimeridgiano com a subsidência térmica.

No interior deste diapiro, tal como noutros, podemos encontrar intrusões magmáticas sendo a mais importante, a que se encontra no bordo, com cerca de 6 Km, orientada a WNW-ESSE, na perpendicular do diapiro e encaixando as unidades dos Grés Superiores (Kimeridgiano superior), junto a Gaeiras.

### 7.3.3 – CRISE GEODINÂMICA NO APTIANO

Durante todo o Mesozóico a Península Ibérica foi uma placa autónoma. No decorrer do Cretácico inferior a expansão oceânica provoca a sua movimentação para leste. Durante este percurso a sua posição foi controlada a norte pela falha nortepirenaica (MALOD, 1989) e a sul pela falha norte-africana. Até ao Albiano ocorre a convergência da placa Ibérica e da africana e a rotação da Ibéria cerca de 35° (DEWEY *et al.*, 1973) induzindo a abertura do Golfo da Biscaia (ANDRIEUX *et al.*, 1989) (Figura 23).



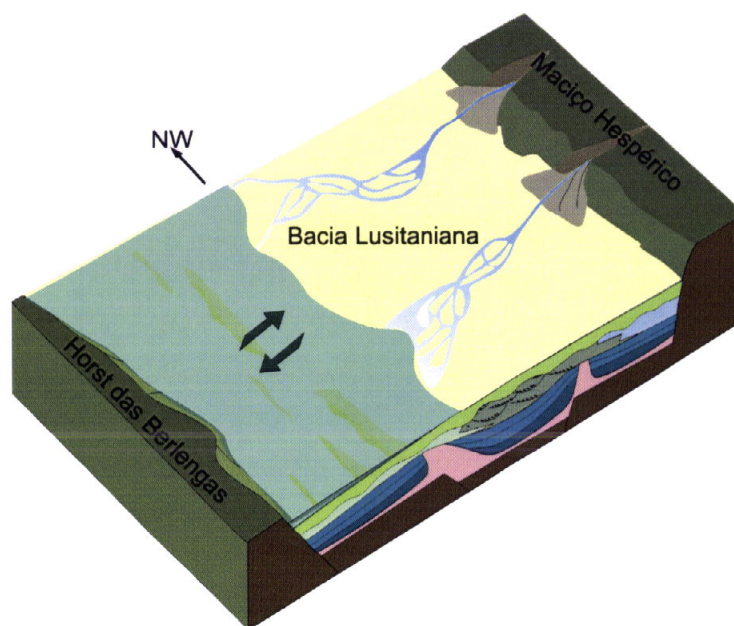
**Figura 23:** Durante o Cretácico ocorre o início da expansão oceânica. (adaptado de SRIVASTAVA (1990) *in* GAFEIRA, 2004)

O início da expansão oceânica além de ter originado uma inversão do campo de tensões que provocou a elevação de toda a área do actual território continental português, originou também, um importante episódio regressivo (DINIS, 1999), marcado em quase toda a bacia.

O soerguimento do *horst* das Berlengas e do Maciço Hespérico, juntamente com a regressão (REY, 1999) provocou a descontinuidade intra-Aptiano (WILSON, 1988; MOUGENOT, 1989) com o ravinamento dos depósitos da base do Cretácico, nos sectores Norte e Centro. São também reconhecidas descontinuidades angulares à escala cartográfica.



Durante o Aptiano o nível eustático começa a subir, não impedindo (REY, 1999) a entrada de grandes influxos clásticos de alta energia (seixos, areias e argilas), transportados quer do Maciço Hespérico a leste quer do bloco das Berlengas a oeste. Estes depósitos que estão materializados na unidade dos «Grés Belasianos» estão associados a uma rede fluvial anastomosada ou entrelaçada por toda a bacia (KULLBERG, 2000).



**Figura 24:** Paleoambiente do Aptiano, durante a deposição dos «Grés belasianos» (modificado de BERNARDES, 1992)

Durante o Albiano ocorreu uma importante transgressão (HAQ *et al.*, 1987), que, embora não esteja presente em toda a bacia, constituiu a maior plataforma carbonatada, durante o Cretácico (MONTENAT *et al.*, 1988).

A partir do Cenomaniano os ambientes continentais reaparecem, provavelmente devido a um acentuado abaixamento global do nível do mar (HAQ *et al.*, 1987) seguindo-se um intervalo de não sedimentação, marcado por um silcreto bacinal, testemunho de uma acalmia tectónica (CABRAL, 1981; ANTUNES, 1979; Reis & CUNHA, 1989b).

Durante a passagem Cretácico/Paleogénico (Campaniano superior até ao Luteciano), a modificação dos movimentos da placa Ibérica relativamente à Europeia originaram o terceiro ciclo magmático (CUNHA, 1992).

### 7.3.4 – TERCEIRO CICLO MAGMÁTICO

O terceiro ciclo magmático acontece no decorrer do Cretácico superior, na passagem para o Paleogénico, há cerca de 80-70 M.a. (p. ex.: FERREIRA & MACEDO, 1983; CUNHA & PENA DOS REIS, 1995) Podemos encontrar registos desta actividade a sul da Serra do Montejunto, como as intrusões dos Complexos anelares sub-vulcânicos de Sintra, Sines e Monchique e as extrusões dos Complexos basálticos de Mafra-Runa e de Lisboa.

Segundo KULLBERG (2000), este ciclo, serviu novamente de catalizador à tectónica diapírica, com o consequente levantamento das sequências supradiapíricas. O soerguimento geral da estrutura foi o responsável pela deposição de conglomerados calcários e lutitos em forma de cones aluviais coalescentes e transversais aos alinhamentos diapíricos.

Durante o início do Cenozóico ocorreu uma forte convergência da microplaca Ibérica com a placa Europeia, permitindo a abertura do Golfo de Cádiz, enquanto a oeste, o oceano Atlântico continuou a abrir (Figura 25). A partir do Eocénico, ocorre a inversão da rotação da microplaca Ibérica. Esta foi intensamente submetida a forças compressivas, o que provocou o fecho parcial do Golfo da Biscaia e o levantamento da cordilheira Pirenaica, das zonas Béticas internas (GALDEANO *et al.* 1989; SANZ, 2000) e dos Alpes na Europa oriental e central.



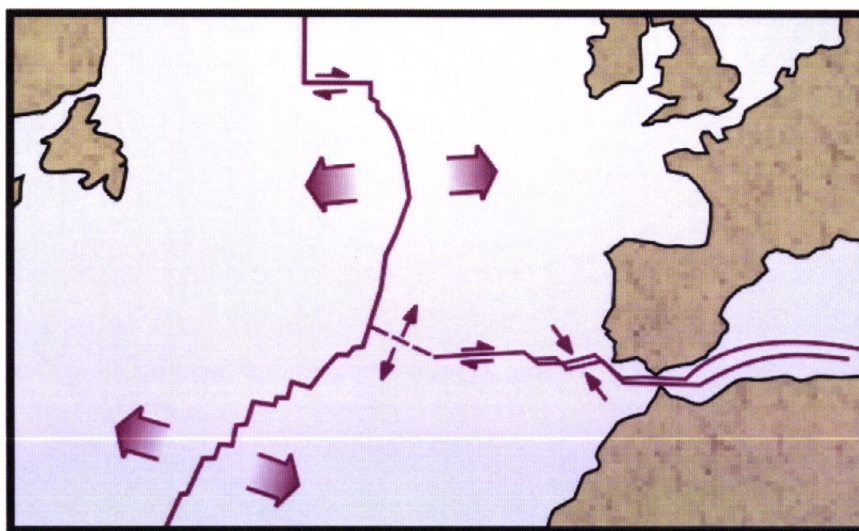
**Figura 25:** Início do Cenozóico, o Oceano Atlântico continua a abrir, consequentemente a Península Ibérica afasta-se para leste. Durante o Eocénico – a orogenia Pirenaica produz uma forte convergência da microplaca Ibérica com a Europeia. (Adaptado de SRIVASTAVA (1990) in GAFEIRA, 2004)



Estas movimentações originaram tensões horizontais, em regime quer transtractivo quer transpressivo, que provocaram um adelgaçamento da litosfera e consequentemente, abatimentos que deram lugar às bacias terciárias existentes no interior e nos bordos do Maciço Ibérico. Estas bacias terciárias estão geralmente limitadas por famílias de acidentes tectónicos hercínicos (BARBOSA, 1995); exemplos deste tipo bacias Cenozóicas são as do Baixo Tejo-Sado e do Mondego.

#### 7.4 – COMPRESSÃO DO MIOCÉNICO ATÉ À ACTUALIDADE

A compressão miocénica, atingiu o seu auge em Portugal durante o Tortoniano (7.2–11.6 M.a.). Nesta altura a colisão continental atingiu o máximo de deformação no contacto dos dois continentes e prolongou-se ao antepaís (RIBEIRO, 1988), ou seja, às bacias Ibéricas mais afastadas do foco de deformação.



**Figura 26:** No Miocénico a colisão entre as placas africana e europeia atingiu o seu máximo, durante a orogenia Bética (Adaptado de SRIVASTAVA (1990) in GAFEIRA, 2004)

A partir do Tortoniano (Miocénico superior, 9 M.a.: segundo RIBEIRO, 1988 & DEWEY *et al.*, 1989), a tensão compressiva regional ao longo da Bacia Lusitaniana rodou para uma orientação NNW-SSE (RIBEIRO, 1988), o que, de acordo com WILSON *et al.* (1989) induziu transpressão ao longo de falhas orientadas NNE-SSW. Esta transpressão ficou marcada nos bordos da bacia que funcionaram como rampas laterais dos cavalgamentos alpinos, enquanto

as ondulações e falhas reactivadas do soco, subperpendiculares à compressão alpina, influenciaram a localização das rampas frontais (RIBEIRO, 1988, RIBEIRO *et al.*, 1990).

Segundo CUNHA *et al.* (2000) foram nas falhas NE-SW e NNE-SSW que delimitam os sistemas montanhosos portugueses (cordilheira Central Portuguesa, Maciço Calcário Estremenho, Arrábida, fossos litorais alentejanos, etc.) onde se assistiram aos cavalgamentos sobre as formações miocénicas (5.33 – 23.03 M.a.) por blocos do Soco Hercínico ou dos maciços mesozóicos.

O campo de tensões compressivas do Miocénico apresenta uma orientação NNW-SSE, este reactivara as estruturas NNE-SSW. No seio de Bacia Lusitaniana além dos movimentos verticais, ocorreram também, movimentos horizontais que levaram à reactivação dos bordos dos diapiros.

Segundo RIBEIRO *et al.* (1996) durante a colisão entre a Eurásia e África a compressão distribui-se de forma não uniforme ao longo da Bacia Lusitaniana, ocorrendo nesta um encurtamento frontal que reactiva estruturas do soco propagando-se para as unidades superiores.

De acordo com os autores acima referidos, no topo da unidade das Margas de Dagorda a deformação é menor mas distribui-se ao longo de uma grande área. Na base da referida unidade a deformação é maior e concentram-se nas falhas do soco. Esta diferença explica-se pelo comportamento elasto-plástico do soco e visco-plástico da cobertura sedimentar.

A diferença de distribuição das tensões originou a complexidade de estruturas próprias da Bacia Lusitaniana, incidindo a deformação a leste da bacia através da falha Porto-Tomar. Concentrando-se a nível do soco a deformação é absorvida pela reactivação das falhas que proporcionaram a subida da Cordilheira Central.

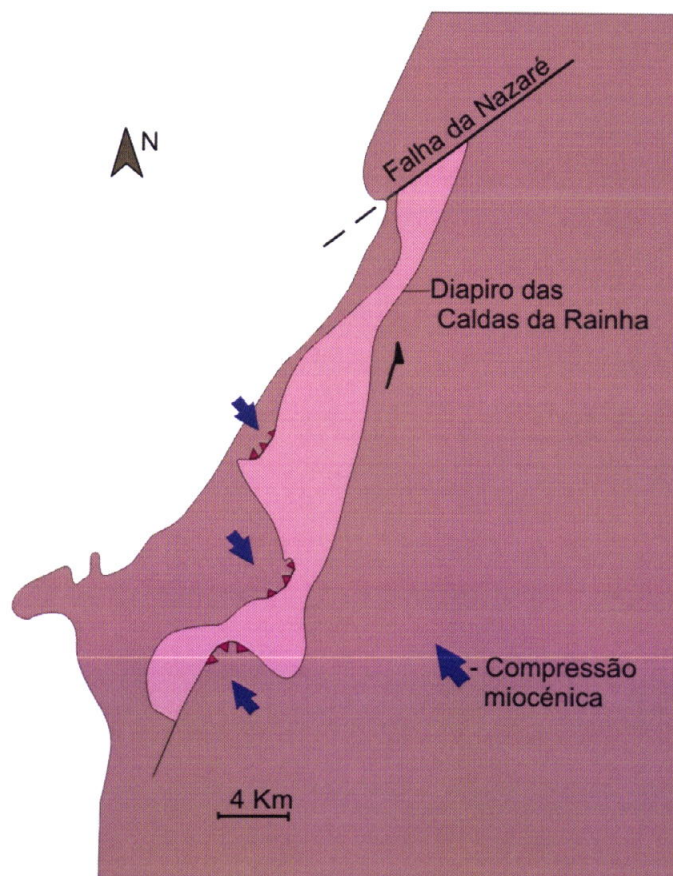
A pouca capacidade que o soco, a oeste da Bacia, tem em acomodar as tensões faz com que seja a cobertura sedimentar a acomodar as tensões com



a reactivação de rampas laterais e a formação de identadores que resolvem o problema da diferença de capacidade que a bacia tem em acomodar a tensões.

A compressão miocénica NW-SE fez deslizar as unidades carbonatadas mais competentes, superiores às Margas de Dagorda, que são mais plásticas e cedem às deformações dos blocos individualizados pelos planos de falha E-W e NNE-SSW; estes ao serem empurrados provocaram, a indentação de blocos (TERRINHA *et al.*, 1996).

O diapiro das Caldas da Rainha apresenta três indentações com a direcção de transporte da compressão miocénica (Figura 27).



**Figura 27:** Indentação devido às compressões NW-SE ocorrida durante o Miocénico (adaptado de RIBEIRO *et al* 1996)

Os movimentos horizontais apresentam a direcção da compressão miocénica, estes, juntamente com a migração do depósito salífero, levaram à formação de sub-bacias como a de Leira, Alcobaça e Rio Maior. RIBEIRO *et al.* (1990) apontam para que tenha sido o principal período compressivo que afectou a

Bacia Lusitaniana sendo o responsável pelas movimentações laterais de Sal que originaram as várias sub-bacias. As idades do desenvolvimento das sub-bacias são variáveis: as bacias de Leiria e Alcobaça formaram-se durante o Paleogénico e o Miocénico, enquanto a sub-bacia de Rio Maior desenvolveu-se maioritariamente, durante o Pliocénico.

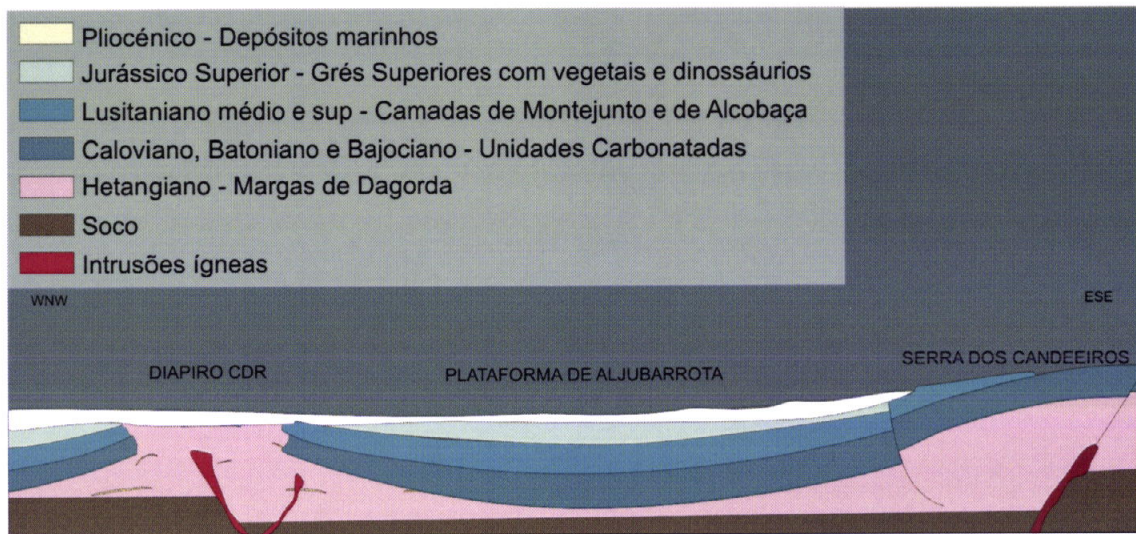
## **7.5 – NEOTECTÓNICA DA REGIÃO DAS CALDAS DA RAINHA**

O campo de tensões mantém-se compressivo até à actualidade, provocando a formação, ainda que incipiente, de uma zona de subducção na margem ocidental portuguesa na zona do “Banco de Goringe”, em progressão de sul para norte.

Durante a evolução mais recente da região das Caldas da Rainha a tectónica compressiva é evidente com a formação da depressão tifónica Meso-Cenozóica. Esta é preenchida por sedimentos continentais lignitosos e diatomitos de idade provável do Pliocénico superior (segundo DINIZ, 1991 *in* CABRAL, 1995), seguido por areias marinhas com calhaus rolados do Placenciano, que assentam directamente sobre as margas infraliásicas.

Segundo CABRAL (1995), esta sucessão sedimentar Pliocénica que se encontra dentro do vale tifónico é semelhante às existentes em áreas de posição de plataforma, ou seja exteriores. Os depósitos pliocénicos no interior do vale tifónico são o que resta de uma cobertura sedimentar de características uniformes, que teria por base uma superfície aplanada, como uma plataforma de abrasão marinha, concluindo-se que, provavelmente, a paleodepressão do vale tifónico ainda não se tinha formado (Figura 28).





**Figura 28:** Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha, a Plataforma de Aljubarrota e a Serra dos Candeeiros, após a transgressão e a deposição dos sedimentos marinhos pliocénicos.

Ao contrário do que se poderia pensar, a depressão tectónica apenas ocorre após a sedimentação e não durante, como resultado da colmatação de um paleo-relevo. O argumento que CABRAL (1995) aponta é a localização dos depósitos sedimentares pliocénicos no topo dos interflúvios da plataforma de Aljubarrota e caso a paleodepressão já existisse, o encaixe da rede hidrográfica já teria ocorrido, estando os depósitos na base dos interflúvios, facto que não se verifica.

Além disso os depósitos Pliocénicos (marinhos 20 a 35 metros e continentais 35 metros) do interior do vale tifónico não apresentam espessuras superiores aos depósitos exteriores da «plataforma litoral» de Aljubarrota, o que indica que a subsidência relativa tectónica não é contemporânea aos depósitos, mas sim posterior. Outro argumento que confirma esta ideia é a ausência de depósitos pliocénicos grosseiros de sopé, contaminação por escapa de falha (tectofácies).

### 7.5.2 – GÉNESE DO VALE TIFÓNICO

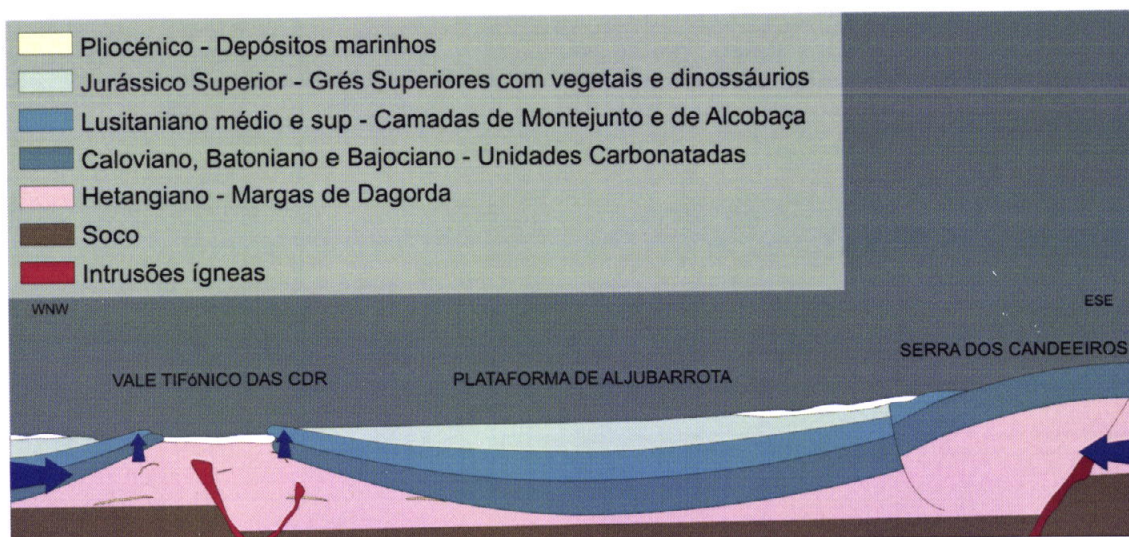
A génese do vale tifónico pode ser interpretada de duas formas: ou devido a movimentos halocinéticos, ou devido ao soerguimento dos bordos do diapiro.

Quando faz a análise dos depósitos de sedimentos pliocénicos que assentam sobre o diapiro, ZBYSZEWSKI (1948) salienta que estes encontram-se fortemente



deformados no interior, formando mesmo bacias, o que significa que o diapiro não apresentaria movimentos halocinéticos de ascensão, caso contrário, estas áreas estariam levantadas e não formariam bacias sedimentares CABRAL (1995). Este processo de epirogénese explica também a inadaptação de algumas linhas de água à estrutura geológica.

RIBEIRO (1984) propõe o modelo de uma bacia tectónica limitada por falhas inversas, do tipo *ramp valley* (Figura 29), para a génese do vale tifónico. Segundo este autor o regime compressivo provocado pela abertura do oceano Atlântico, após os depósitos sedimentares do Placenciano, impulsiona a subida dos limites do diapiro. A apoiar este modelo podemos encontrar depósitos bastante deformados sobre as margas que acomodam as tensões, enrugam e formam bacias no interior do diapiro.



**Figura 29:** Corte interpretativo da formação da paleodepressão das Caldas da Rainha, após a sedimentação dos depósitos Pliocénicos.

A bacia tectónica terá começado a desenvolver-se logo após a deposição dos depósitos marinhos placencianos que se estendem desde a encosta da arriba fóssil da Serra dos Candeeiros até à plataforma de Aljubarrota. A magnitude dos movimentos verticais é, pelo menos, da espessura dos sedimentos Placencianos preservados no interior do vale tifónico.

A actividade tectónica pós-placenciana é claramente evidenciada pela deformação intensa dos sedimentos pliocénicos. Segundo ZBYSZEWSKI (1948) estes encontram-se fracturados, inclinados e dobrados como é exemplo o

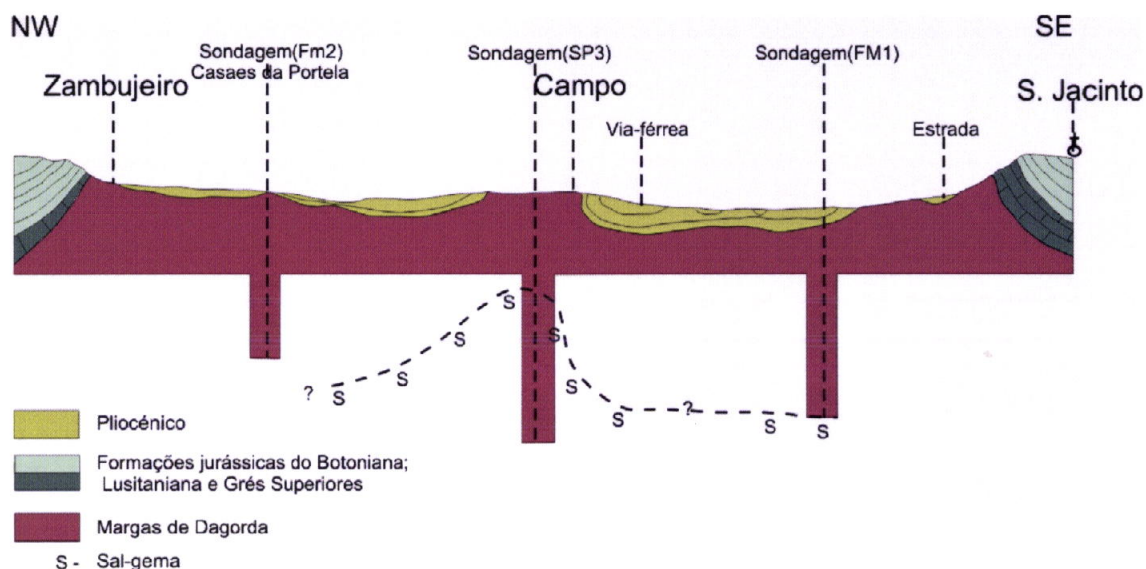
anticlinal do Campo (Figura 30). No vale tifónico das Caldas da Rainha, podemos encontrar vários afloramentos que comprovam esses movimentos (ZBYSZEWSKI & BARRETO, 1967)

- Junto a Salir do Porto (DOLLFUS & BERKELEY COTTER, 1909, in Zbyszewski, 1967), as camadas pliocénicas marinhas têm pendores de 30° a 50° para NE;
- A sul de Salir, podemos encontrar, areias pliocénicas com seixos, que inclinam entre 10° e 15° para NNE;
- A norte de Nadadouro, as camadas com intercalações de lignitos, inclinam 30° para SE;
- Junto a Casais do Norte temos um contacto entre o Pliocénico e o Infralias com inclinações de 45° a 50°;
- No bordo ocidental, no caminho a norte do Moinho do Casalinho, podemos ver um afloramento de areias pliocénicas com seixos que inclinam 45° a 50° para ENE;

Nos dois flancos do anticlinal do Campo, que se localiza na parte central do vale tifónico, os contactos do infralias com o Pliocénico são bastante inclinados.

- A oeste do anticlinal do Campo, as camadas pliocénicas têm pendores de 60° para NW nas trincheiras da linha-férrea;
- A SW do Casal do Ferro Velho, estas apresentam pendores de 40° para NW.
- No flanco leste do anticlinal do Campo, junto à fábrica de Tijolo do Campo, as areias e conglomerados pliocénicos marinhos, estão em posição vertical, junto ao contacto.





**Figura 30:** Corte Geológico transversal ao vale tifónico de Caldas da Rainha, entre Zambujeiro e S. Jacinto, passando pelo Campo, evidenciado a deformação em anticlinal que aí afecta os sedimentos Pliocénicos, segundo ZBYSZEWSKI (1959).

— Junto a Águas Santas, num areeiro situado a 200m ESE do v. g. Cabeço da Mina, as areias com intercalações argilo-lignitosas pretas, apresentam um pendor de 40° para NNW.

— A sul de Caldas da Rainha, nas trincheiras da linha-férrea, as formações pliocénicas apresentam pendores de 55° para ENE no contacto com o Infralias. Mais a oeste, no vale do ribeiro de Santo Isidro, a 500 m N do Casal da Galeota, o Pliocénico está vertical no contacto com o mesmo Infralias.

— No mesmo vale do Casal do Negrelho, as camadas fossilíferas marinhas têm inclinações de 15 a 25° para leste

— A sul de Trás-do-Outeiro as areias pliocénicas afloram num caminho que se dirige para Óbidos com pendores de 45°.

— A leste de Sobral da Lagoa, na faixa Pliocénica desenvolvem-se, ao longo do flanco ocidental do vale tifónico, as areias avermelhadas do Pliocénico mostram inclinações da ordem dos 45°;

— No bordo oriental do vale tifónico, a 500 m a sul de Dagorda, observam-se inclinações na ordem dos 40° para SSE.

— Ao longo do pista pedonal que faz a ligação das Caldas da Rainha a Foz do Arelho, podemos ver o contacto das Margas de Dagorda com as areias pliocénicas, onde, como é evidente na (Figura 31) os níveis de calhaus rolados



pliocénicos apresentam uma forte inclinação, na ordem dos 40° W, e uma direcção irregular de N-S a norte da estrada e de N50°E a sul.



**Figura 31:** Contacto entre a unidade das Margas de Dagorda (lado direito) e os depósitos continentais do Pliocénico (lado esquerdo). Corte ao longo da pista pedonal que liga Caldas da Rainha a Foz do Arelho.

### 7.5.1 – EVOLUÇÃO SEDIMENTAR

Os movimentos tectónicos que originaram a subsidência relativa das unidades evaporíticas e a formação do vale tifónico, ter-se-ão iniciado após a sedimentação dos depósitos continentais pliocénicos. São portanto, pós-pliocénicos ou seja iniciaram-se posteriormente a 2,4 M.a..

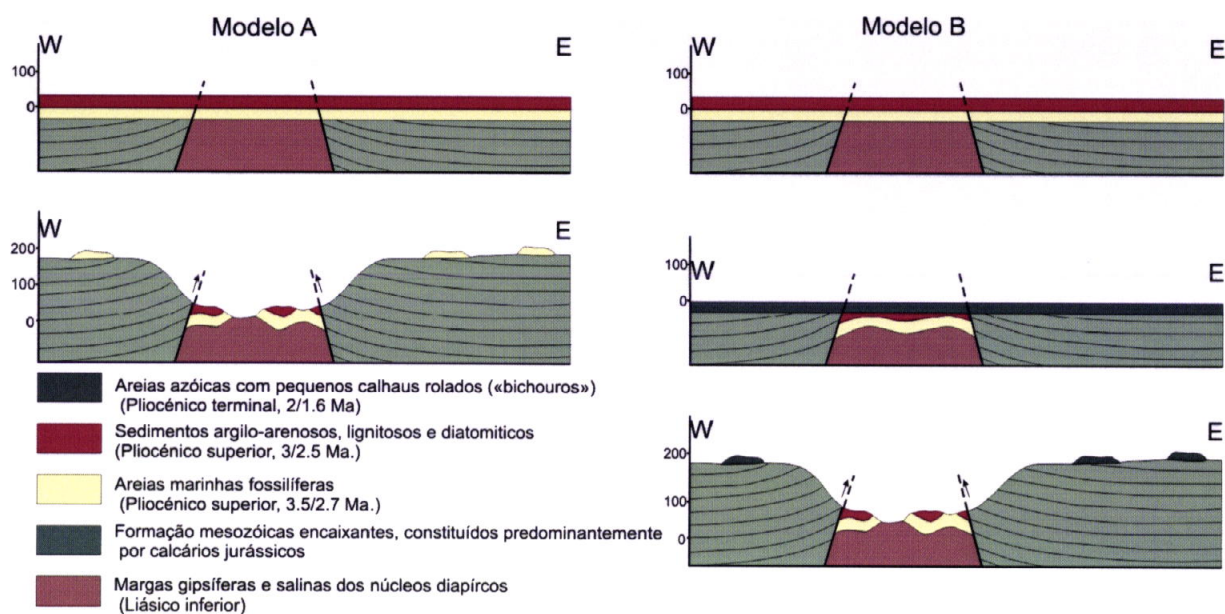
Existem, no entanto, algumas dúvidas em relação à sucessão dos acontecimentos entre a deposição das areias marinhas e a abrasão da plataforma de Aljubarrota. Segundo CABRAL (1955) os depósitos marinhos de areias azóicas, são normalmente correlacionados com a transgressão Calabriana (1.8 M.a.) que teria sido a responsável pela aplanagem da plataforma. No entanto, existe a possibilidade destas sequências marinhas serem equivalentes aos depósitos marinhos placencianos (3.6 M.a.) existentes no interior dos vales tifónicos e se assim for, será a transgressão Placenciana (Pliocénica) a responsável pela abrasão marinha da plataforma de Aljubarrota. Relativamente a esta questão, CABRAL (1955) propõe dois modelos:

**Modelo A:** Durante a transgressão Placenciana (Pliocénica), ocorre a aplanção da plataforma costeira, a deposição de uma série de sedimentos marinhos e a sua posterior exumação, em alguns locais. Os movimentos verticais que geram o vale tifónico são posteriores à sedimentação Pliocénica. A diferença de cotas entre a sua base no planalto litoral e a correspondente lateral nas bacias tectónicas no interior da depressão é cerca de 175m ao longo do decorrer de 3 a 2.5 M.a. o que dá uma taxa média de 0,058 a 0,07mm/ano (Figura 32 – Modelo A).

**Modelo B:** Durante a transgressão Pliocénica e após a sequência de depósitos marinhos ocorreram os movimentos verticais das sequências Meso-Cenozóicas responsáveis pela paleodepressão tifónica. A segunda transgressão ocorre durante o Calabriano, correspondendo a uma subida glacio-eustática e diz respeito a um período interglaciário após o período frio do Pretigliano, há cerca de 2 a 1,6 M.a. Durante esta transgressão o mar varreu grande parte dos sedimentos pliocénicos que colmatavam a plataforma, restando os que se encontravam no interior do vale tifónico posteriormente esta transgressão provocou o retoque na plataforma de abrasão e depositou as sequências das areias marinhas azóicas e com «bichouros» (Figura 32 – Modelo B).

No modelo B estimam-se movimentos verticais na ordem dos 150 metros, que ocorreram durante 2 a 1,6 M.a.; a taxa média soerguimento, varia entre 0,075mm/ano a 0,094mm/ano.





**Figura 32:** Modelos alternativos de evolução dos diapiros do litoral estremenho para depressões tectónicas (vales tifónicos) no Pliocénico terminal e Quaternário (Modelo A ou Modelo B). Esquemas fora de escala muito sobreelevados. As altitudes representadas na escala vertical referem-se ao nível de base geral contemporâneo da base evolutiva correspondente. (adaptado de CABRAL, 1995)



## 8 – ANÁLISE DOS DADOS DE CAMPO

Em termos das estruturas a maior parte dos dados referem-se ao comportamento da estratificação ( $S_0$ ) pois é a única estrutura penetrativa existente na região. A variação do comportamento da estratificação permite fazer a análise da evolução geral das estruturas sobre os seguintes aspectos: a intrusão do diapiro e o eventual processo de indentação miocénica (TERRINHA *et al*, 1996).

Para mais fácil análise, além da projecção individual das atitudes divididas por classes de inclinação são apresentadas as projecções estereográficas (diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior) para cada sector (Figura 33).

A individualização de sectores é realizada para analisar os diferentes comportamentos das unidades estruturais separadas por pontos de fraqueza que evoluíram dentro do mesmo contexto da separação continental e abertura oceânica.



## Variação da Geometria da Estratificação da Zona de Estudo

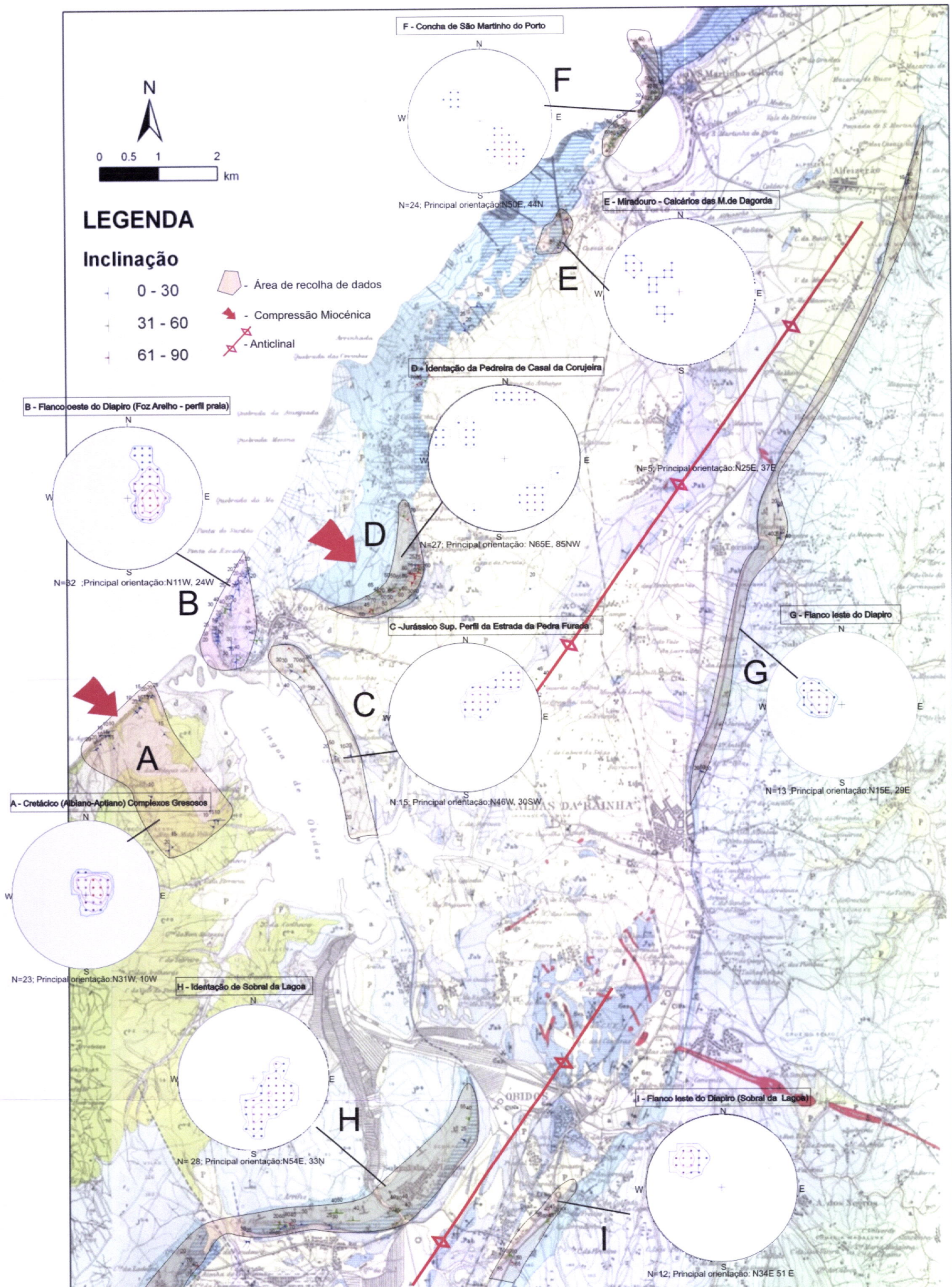


Figura 33: Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior para cada sector da área de estudo, projectados sobre a Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 26-D - Caldas da Rainha (adaptado de Zbyszewski & Almeida, 1959).

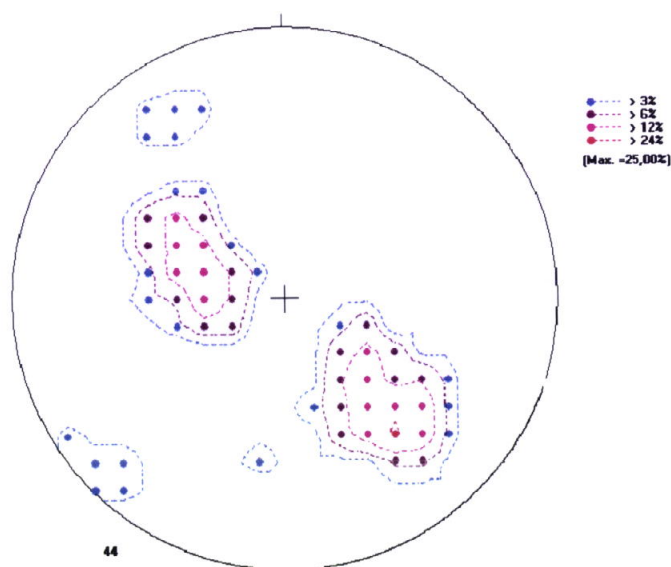


## 8.1 – MODELOS DE ASCENSÃO DO DIAPIRO

O diapiro das Caldas da Rainha aparece claramente alongado segundo a direcção NNE-SSW (Figura 33) o que indica que a sua ascensão terá sido influenciada pelas falhas tardi-hercínicas que afectam o soco (RIBEIRO et al. 1979). No entanto, quando se analisa o eixo desta estrutura diapírica verifica-se que ela apresenta uma clara variação a norte e a sul da Lagoa de Óbidos; embora a direcção seja a mesma, o eixo do diapiro não se encontra em continuidade, aparecendo a sul da Lagoa de Óbidos, deslocados, cerca de 5 km para leste.

Tendo em vista caracterizar este comportamento analisam-se os sectores F, E, G (Caldas – São Martinho do Porto), H, I (Óbidos-Sobral da Lagoa) e A, C (zona de transição) (Figura 33).

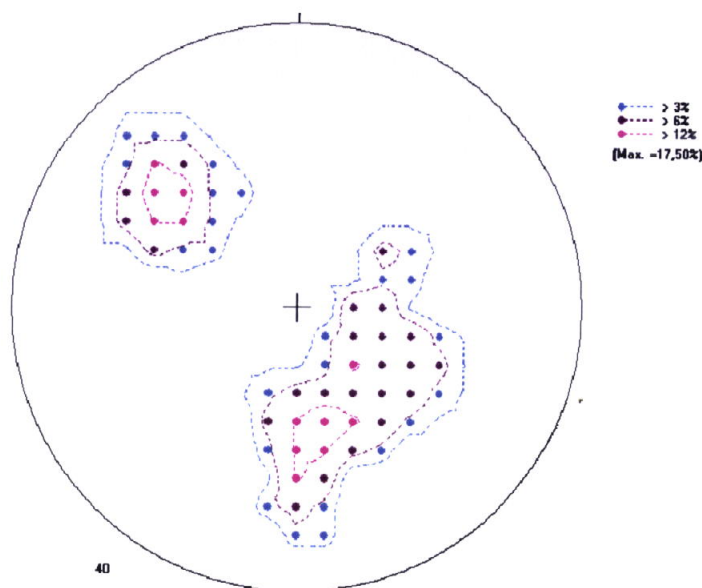
O sector E, F e G corresponde aos flancos leste e oeste do anticlinal localizado a norte da Lagoa de Óbidos, como se pode comprovar com a projecção dos dados de campo (Figura 34), apresenta uma direcção média de plano axial de N68°E e inclinação do eixo aproximadamente de 26° para ENE



**Figura 34:** Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior das atitudes medidas no Sector E, F e G localizado entre Caldas da Rainha e São Martinho do Porto. O Eixo apresenta uma atitude média de 26°, N68E.



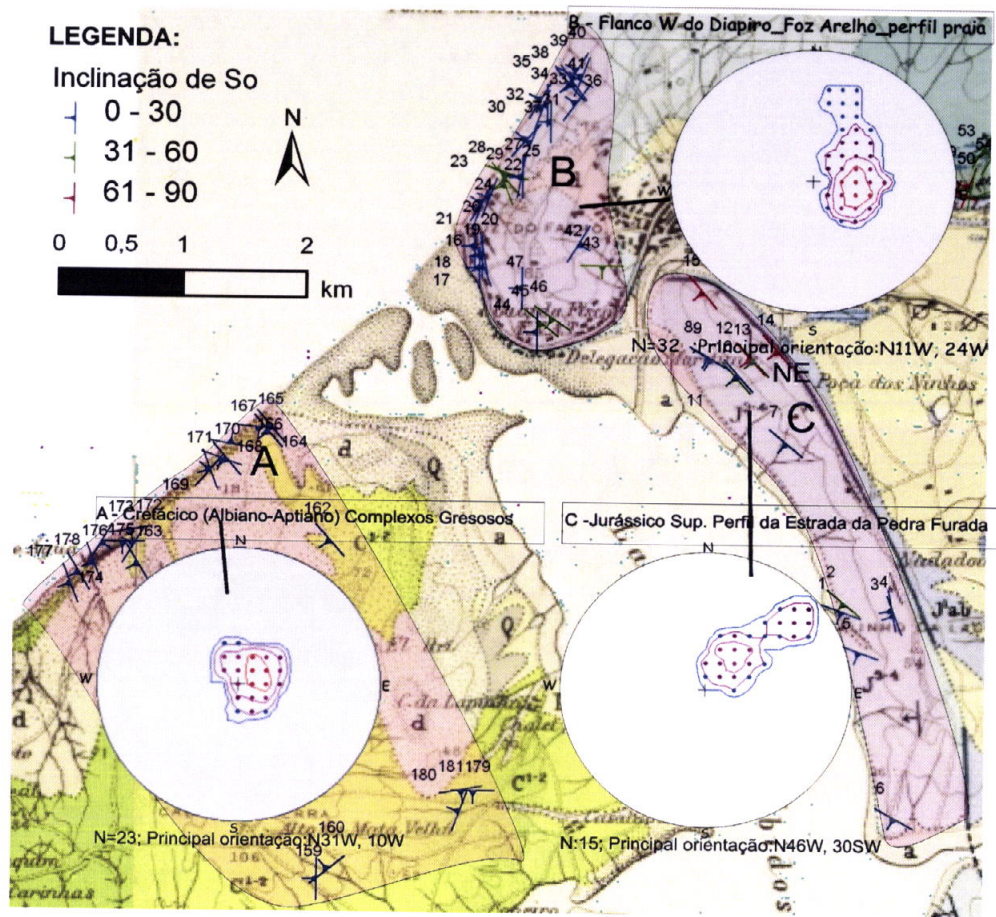
O anticlinal localizado a sul da Lagoa de Óbidos, apresenta um plano axial com direcção de N60°E e, à semelhança do anticlinal mais a norte, o seu eixo também inclina cerca de 26° para ENE (Figura 35).



**Figura 35:** Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior das atitudes medidas no Sector H e I no anticlinal localizado a sul da Lagoa de Óbidos. Com uma atitude média de N60E, 26NW.

A inclinação do plano axial para NW poderá ter ocorrido durante o Miocénico durante a compressão que como já referimos provocou a identação das estruturas segundo a direcção NW. O regime transpressivo provocou a reactivação e consecutivamente a elevação das estruturas, promovendo esta assimetria.

Na análise da zona de transição A e C da (Figura 36) onde ocorre o desalinhamento dos eixos dos anticlinais, a análise das projecções no diagrama de densidade na rede de Schmidt pode levar à interpretação do que poderá ter originado a estrutura actual.

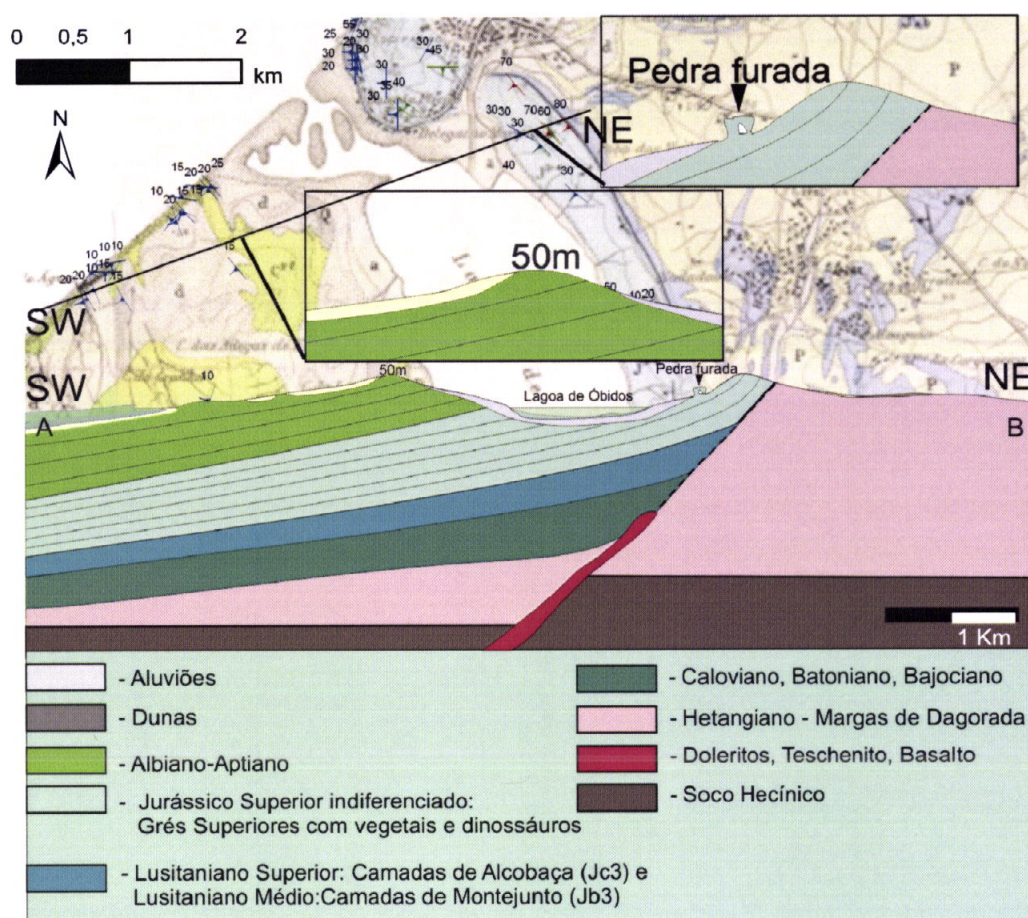


**Figura 36:** Diagramas de densidade, rede de Schmidt, hemisfério inferior, das atitudes medidas em três sectores: Sector A que representa o Cretácico a sul da Lagoa de Óbidos; Sector C com as atitudes dos Grés superiores a NE da Lagoa de Óbidos e Sector B com os Grés superiores do flanco oeste do diapíro.

Quando se comparam as direcção médias existe uma clara diferença entre os sectores A e C e o sector B sendo que os primeiros dois sectores apresentam uma rotação para NW. Esta diferenciação poderá ter ocorrido durante o Cretácico inferior, com a ascensão diapírica ou mais tarde durante a compressão miocénica, com a instalação dos identadores (TERRINHA, *et al.*, 1996)

Podemos notar que a direcção das unidades jurássicas é, basicamente, semelhante às unidades cretácicas, no entanto, as primeiras apresentam-se bastante mais inclinadas (Figura 37). O Cretácico localizado a sul da Lagoa de Óbidos apresenta uma inclinação de 10° para oeste enquanto que o Jurássico localizado a norte da Lagoa de Óbidos apresenta uma inclinação de 30° para oeste.





**Figura 37:** Corte interpretativo entre as unidades jurássicas e cretácicas junto à Lagoa de Óbidos.

A conjugação destes dados pode levar à formulação de dois modelos para a interpretação da evolução tectosedimentar relacionada com a tectónica diapírica.

### **MODELO 1 – INSTALAÇÃO DIAPIRICA DEPOIS DOS DEPOSITOS DO APTIANO/ALBIANO**

Com já vimos, existem algumas dúvidas em relação ao despoletar da halocinese. Se considerarmos que os fenómenos diapíricos ocorreram após a deposição das sequências a sul da Lagoa de Óbidos (Aptiano/Albiano), então os movimentos halocinéticos/compressivos seriam os responsáveis pela inclinação de toda a sequência de estratos suprajacente.



Assim sendo a diferença de inclinação da estratificação nas unidades cretácicas e jurássicas pode ser explicada pela maior aproximação das últimas ao diapiro (Figura 37) o que provoca o seu maior arrefiamento, pelo contrário, as unidades cretácicas inclinam menos devido ao seu maior afastamento.

## **MODELO 2 – INSTALAÇÃO DIAPIRICA ANTES DOS DEPOSITOS DO APTIANO/ALBIANO**

Como já foi referido por KULLBERG (2000) uma das causas responsável pelo despoletar dos movimentos halocinéticos são as intrusões ígneas durante o segundo ciclo magmático, (FERREIRA & MACEDO, 1983) que tem um intervalo aproximado de  $145 \pm 2$  a  $133 \pm 3$  M.a. (Berriasiano-Hauteriviano). Sendo assim durante a deposição do Aptiano/Albiano (125 – 99.6 M.a.) os diapiros já tinham instruído. E provavelmente muitos já estariam expostos, depois do grande hiato que ocorreu durante Aptiano devido à elevação da bacia.

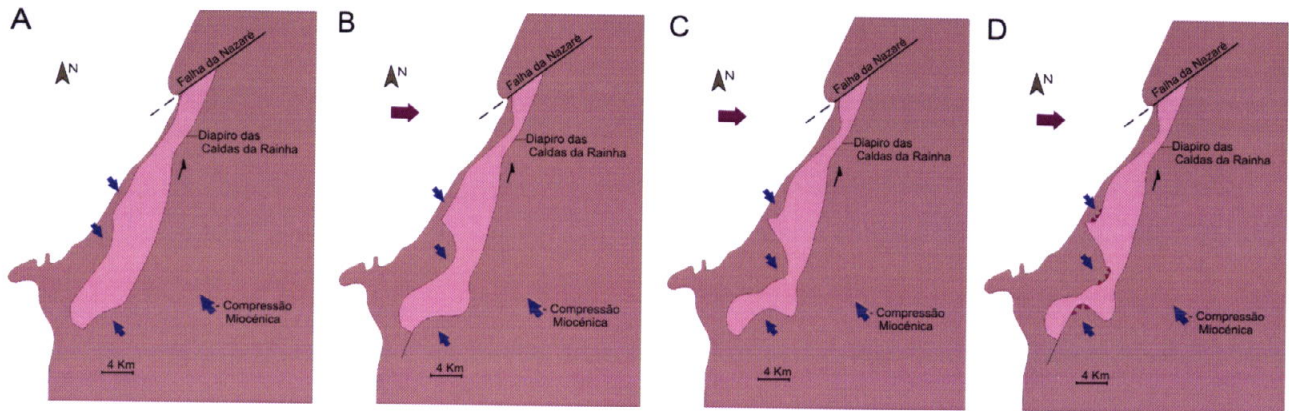
Esta hipótese é corroborada pela arquitectura das sequências do Albiano/Aptiano que apresentam fácies continentais com estruturas entrecruzadas em ventre e assentam em discordância sobre as camadas jurássicas e explica, também, a sua menor inclinação.

Desde então as tensões compressivas mais ou menos intensas têm elevado as estruturas supradiapíricas o que tem acentuado a sua inclinação.

## **8.2 – ANÁLISE DOS IDENTADORES**

Durante a orogenia Bética ao longo do Miocénico ocorre a identificação (TERRINHA, *et al.*, 1996) dos blocos formados pelas unidades carbonatadas supraevaporíticas, e mais tarde, após o Pliocénico, ocorrem levantamentos isostáticos, provocados pela contínua abertura do oceano (CABRAL, 2000). Estes movimentos provocam a reactivação do contacto entre as unidades carbonatadas e o limite da unidade diapírica.

Os identadores inserem-se ao longo do diapiro das Caldas da Rainha como blocos que encaixam e empurram a unidade diapírica. Este encaixe confere ao diapiro das Caldas da Rainha uma forma sinuosa (Figura 38).



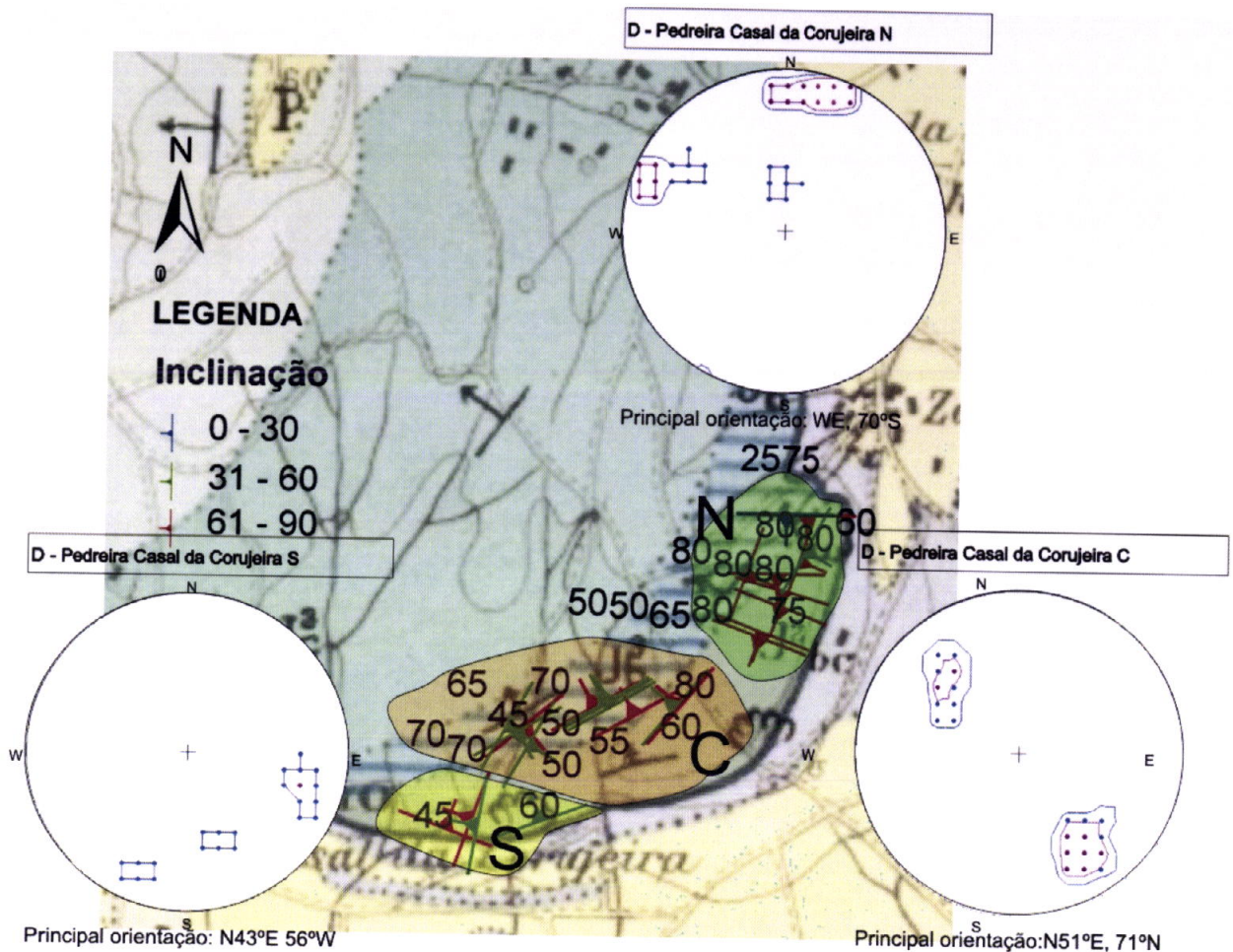
**Figura 38:** Sequência da evolução dos diapiros desde a sua ascensão (A), após a compressão diapírica (B e C) e até à sua posição actual (D). (adaptado de RIBEIRO *et al*, 1996)

### 8.2.1 – IDENTADOR DA PEDREIRA DE CASAL DA CORUJEIRA

O contacto entre as unidades do Jurássico e o limite do diapiro observado na pedreira da Corujeira pode ser interpretado como um identador, o bloco das unidades carbonatadas sendo bastante mais competente avança sobre a unidade margosa que é mais branda.

A projecção dos dados de campo permite separar o identador em três zonas (Figura 39). A zona localizada mais a norte – Zona N, no contacto por falha entre o diapiro e as unidades carbonatadas jurássicas da pedreira, observam-se lâminas com repetição da série sedimentar; esta estrutura pode ser interpretada devido à formação de vários planos de falha (Figura 40).



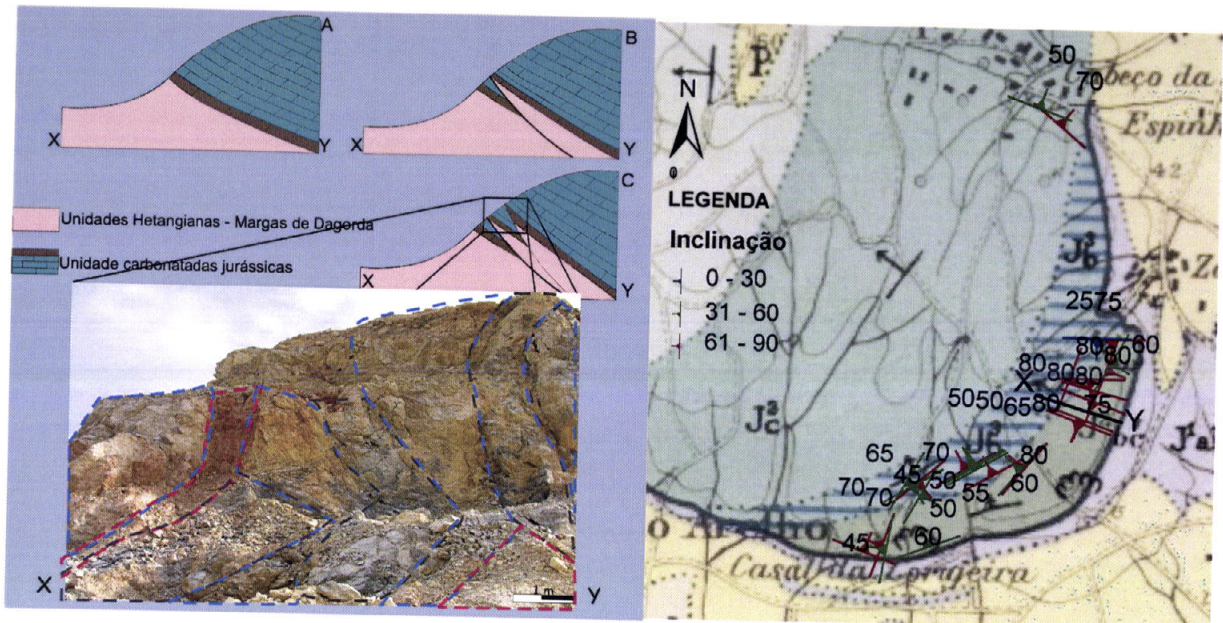


**Figura 39:** Projecção das atitudes sobre a carta geológica 1/50000 (adaptado de ZBYSZEWSKI, 1959) na área das Pedreiras da Corujeira. Zona S com uma atitude média de N43°E;56°W. Zona C com atitude média de N50E;84N. Zona N com atitude média de WE; 70°S.

A reactivação do contacto ocorre durante o Miocénico em regime frágil, facto que é evidenciado no afloramento da Pedreira da Corujeira que se apresenta bastante fracturado.

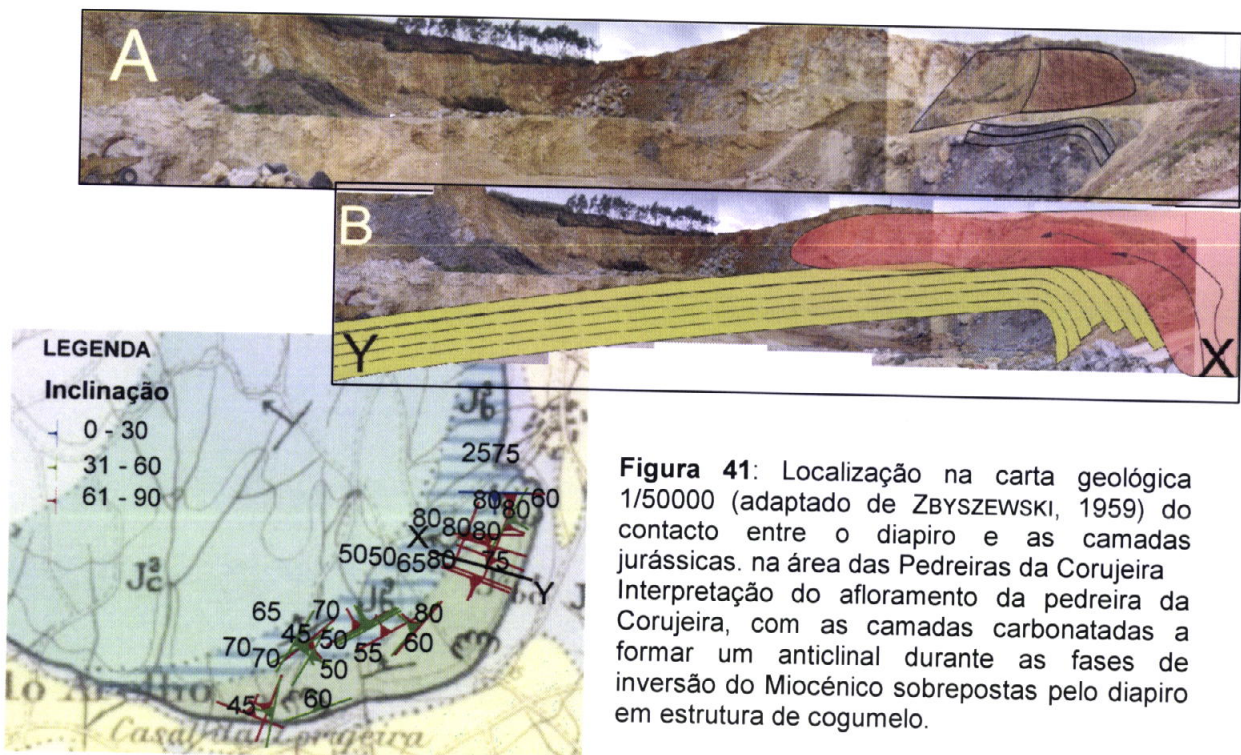
Na interpretação do afloramento fazem-se notar duas fases de reactivação, a primeira ocorre provavelmente durante o Miocénico (Figura 40 -B) e a segunda durante os movimentos pós-pleiocénicos (Figura 40 - C).





**Figura 40:** Localização na carta geológica 1/50000 (adaptado de ZBYSZEWSKI, 1959) do contacto entre o diapiro e as camadas jurássicas na área das Pedreiras da Corujeira. Interpretação do afloramento da pedra da Corujeira, com a intercalação de lâminas com a unidade das Margas de Dagorda entre as unidades carbonatadas.

Ainda no sector Norte podemos encontrar um afloramento em que a unidade diapírica está por cima das camadas carbonatadas (FIGURA 41 – A), o que sugere a extrusão da unidade diapírica, em forma de cogumelo (FIGURA 41 – B).

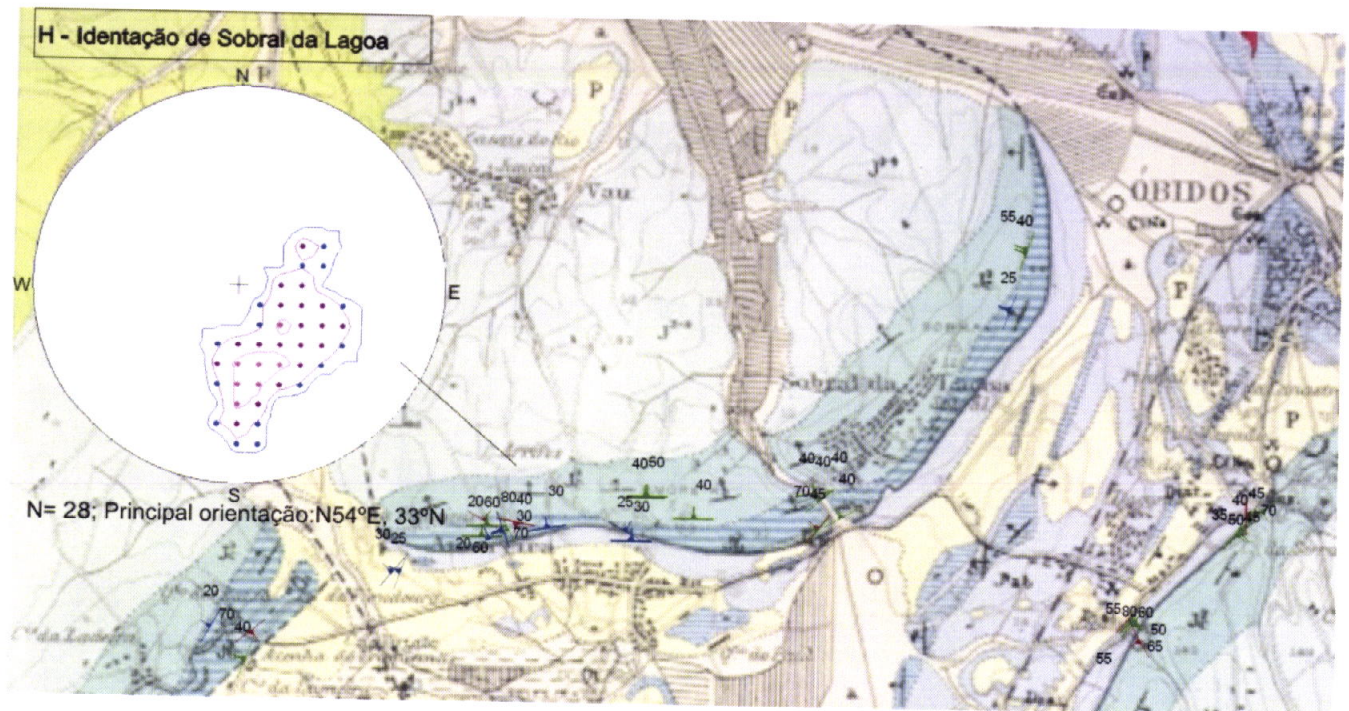


**Figura 41:** Localização na carta geológica 1/50000 (adaptado de ZBYSZEWSKI, 1959) do contacto entre o diapiro e as camadas jurássicas na área das Pedreiras da Corujeira. Interpretação do afloramento da pedra da Corujeira, com as camadas carbonatadas a formar um anticlinal durante as fases de inversão do Miocénico sobrepostas pelo diapiro em estrutura de cogumelo.



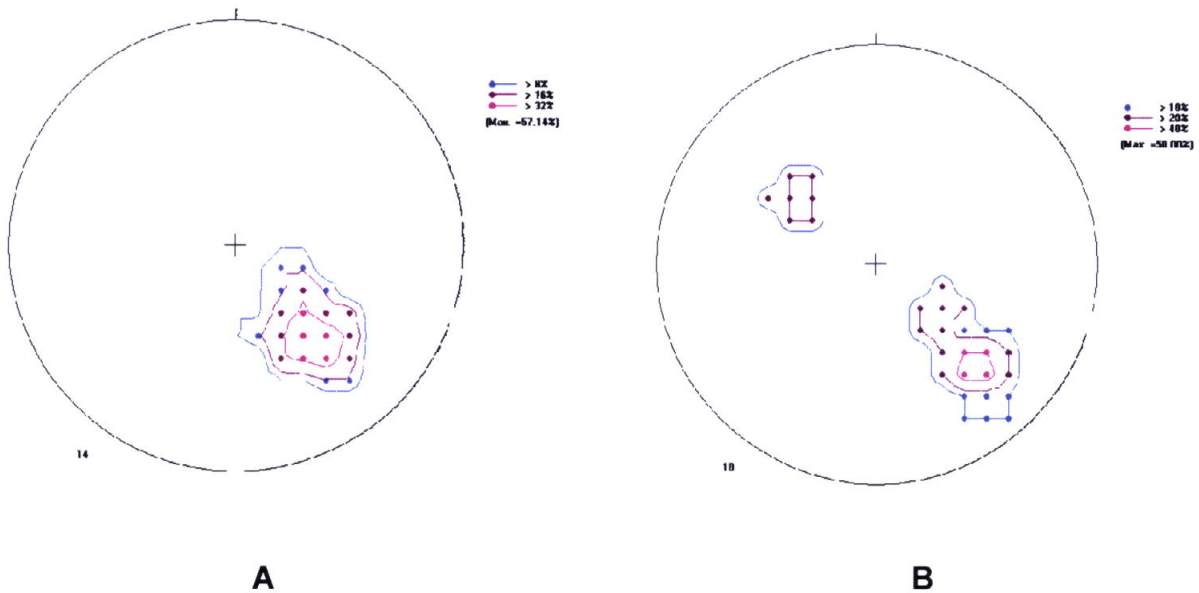
Esta indentação é limitada por falhas que contornam toda a indentação, a sul da pedreira a falha prolonga até às arribas a oeste, sobre as camadas do Jurássico superior.

### 8.2.2 – IDENTADOR DE SOBRAL DA LAGOA



**Figura 42:** Projectão das atitudes da estratificação sobre a carta geológica 1/50000 (adaptado de ZBYSZEWSKI, 1959) na área de Sobral da Lagoa. Verifica-se um clara rotação de N-S passando a NE-SW e termina a sul do identador com uma direcção de aproximadamente E-W.

### 8.3 – CONCHA DE SÃO MARTINHO DO PORTO



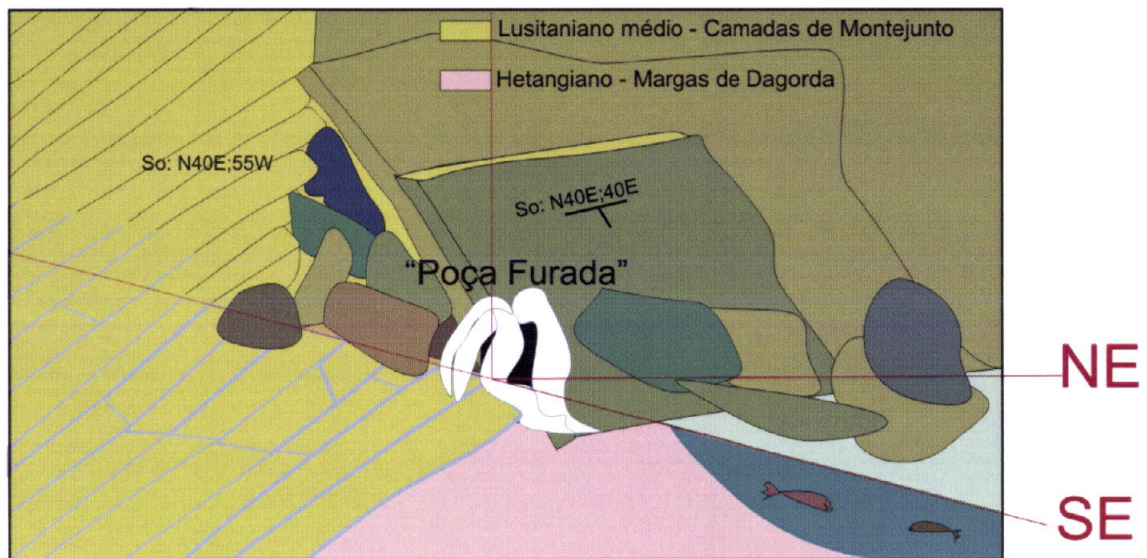
**Figura 43:** Análise estereográfica das densidades das atitudes da estratificação: A – Arribas a norte da Concha de são Martinho do Porto (atitude média principal – N47E, 42W); B- Arribas a sul da Concha de são Martinho do Porto (atitude média principal – N45E;49W)

As unidades do Lusitaniano médio no limite a sul da Concha de São Martinho do Porto apresentam uma inclinação média de 49° para oeste e uma direcção média de N45E. A existência de atitudes com inclinação para leste (Figura 43) B pode levar à modelação de uma dobra com um eixo sub-horizontal e uma direcção de NE-SW, no entanto, alguns argumentos não apoiam esta hipótese.

De acordo com a história evolutiva os fenómenos compressivos que decorreram durante o Miocénico com a orogenia Bética (11 M.a.) a hipótese da instalação de dobras só é aceite se ocorresse a profundidades onde houvesse a possibilidade de existirem pressões confinantes elevadas o que induziria um comportamento dúctil na reologia das unidades.

A segunda hipótese explica a existência de inclinações para leste devido à ocorrência de tombamentos que provocaram a rotação de blocos. Estes rodaram 90° e instalaram-se na base do maciço (Figura 44).





**Figura 44:** Interpretação esquemática do flanco oeste do diapiro a sul da Concha de São Martinho do Porto.

### **Modelo do limite do diapiro na zona a sul da Concha de São Martinho do Porto**

No lado sul da Concha de São Martinho do Porto o contacto entre o diapiro e os calcários jurássicos, pode encontrar-se sobreposto pelos depósitos Holocénicos das areias eólicas dunares (Figura 45).



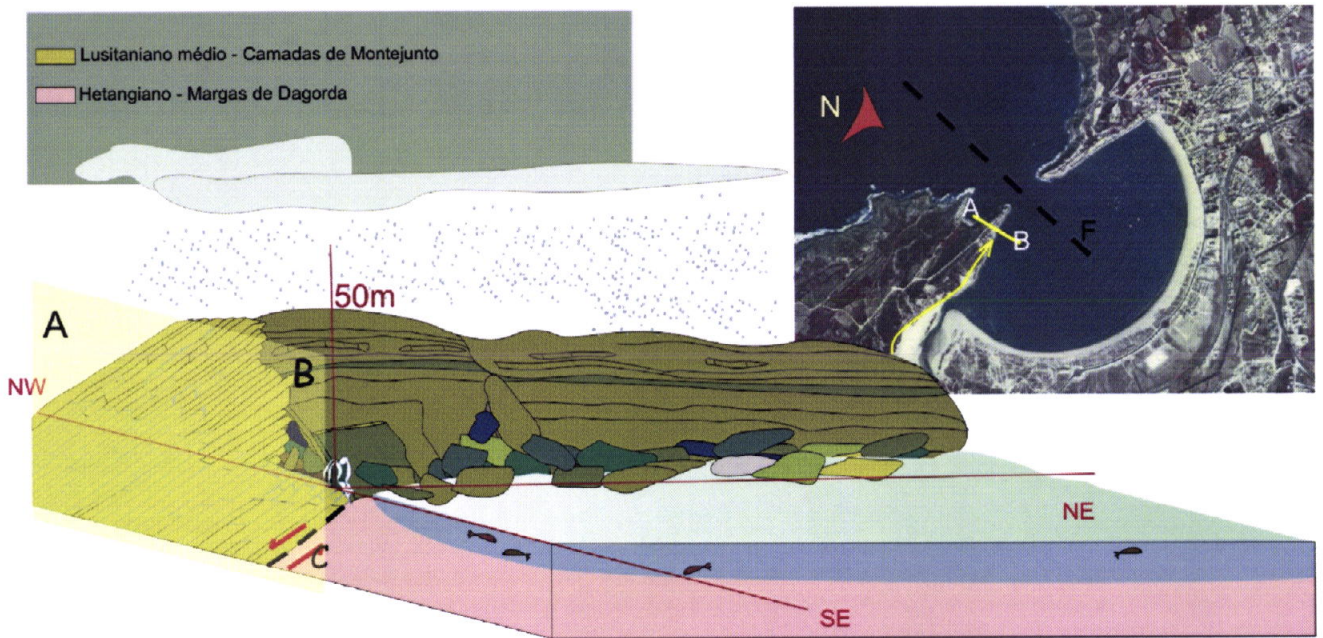
**Figura 45:** Fotografia do limite do diapiro sobreposto pelos depósitos Holocénicos.

O nível margoso observado apresenta intercalações de gesso bastante fragmentadas que contém no seu interior resíduos de margas, sendo por isso



de génese pós-sedimentar (informação oral de J. C. KULLBERG), ocorrida durante a ascensão da massa diapírica após o aquecimento provocado pelas massas magmáticas que provocaram a recristalização das massas de gesso.

A Figura 46 esquematiza um possível modelo para a estrutura do bordo do diapiro, com os calcários inclinados cerca de 40° para oeste que contactam por falha com as Margas de Dagorda correspondendo ao limite do diapiro.



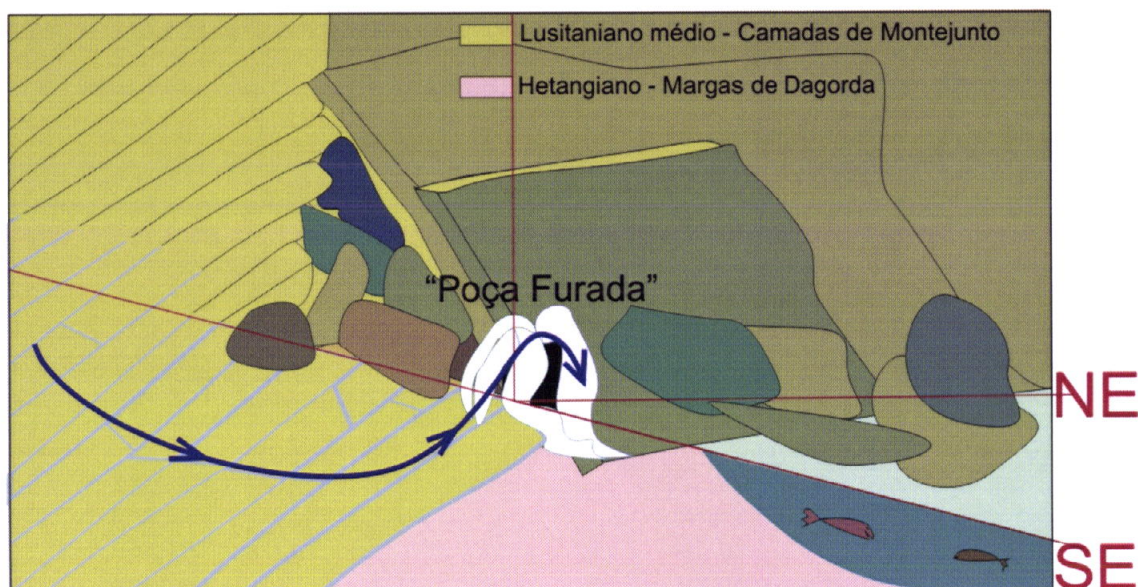
**Figura 46:** Interpretação esquemática da estrutura do flanco oeste do diapiro a sul da Concha de São Martinho do Porto.

Toda a estrutura é cortada por várias falhas de orientação NW-SE quando o mar avança durante a transgressão placenciana. Ocorre então a erosão na base do talude causando o tombamento de grandes massas o que originou o caos de blocos que actualmente ainda existe.

A existência de um furo artesiano, que é conhecido pelas gentes locais por “Poça Furada” (Figura 47) deve-se, não só à densa fracturação, que permite a circulação da água, mas também, à elevada porosidade da própria unidade, que é constituída por calcários margosos e margas mais ou menos arenosas.



A água infiltrada no solo e nas formações rochosas forma um lençol limitado na base pela unidade das Margas de Dagorda, que é bastante impermeável e constitui a base deste reservatório natural.



**Figura 47:** interpretação esquemática do flanco oeste do diapiro com a sul da Concha de São Martinho do Porto.

Com base na inclinação da estratificação a exsurgência ocorreria para lado oposto, pois o plano de escoamento das águas seria para oeste. No entanto, a exsurgência ocorre a leste da estrutura, o que é explicável, não só, devido ao diaclasamento, mas também, porque o maciço está bastante fracturado e as fracturas funcionam como canais que permitem a percolação da água, como podemos ver na (Figura 47).

Tendo em vista compreender a génese da água da “Poça Furada” procedeu-se ao cálculo da capacidade de retenção de água deste aquífero para o que se considera a porosidade da rocha calcoarenítica entre 5% a 25% para uma média de 13% (VALLEJO *et al.*, 2002). Este valor tendo em conta um volume de 160 000 m<sup>3</sup> (80 m – para interior do maciço/100 m – ao longo do afloramento/20 m – de altura) tem uma capacidade de armazenamento na ordem 20 800 000 litros (160 000 m<sup>3</sup> x 0.13 = 20 800 m<sup>3</sup>). Se considerarmos que o furo artesiano apresenta uma tiragem na ordem de 1l/s, este demoraria na ordem dos 8 meses a escoar. É claro que estes cálculos para serem rigorosos teriam que ter em conta que o maciço está bastante fracturado como se pode observar na Figura 46 na interpretação da fotografia aérea e por isso o volume



estimado para o armazenamento deverá ser encarado como uma estimativa mínima.



**Figura 48:** Interpretação da rede de fracturas do bordo sul da Concha de São Martinho do Porto em fotografia aérea.

## 9 – BIBLIOGRAFIA

- AHR, W. M. (1973) – The carbonate ramp – an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 23, pp. 221-225.
- ALVES, C. A. M. (1964) – Estudo petrográfico do maciço de Sintra. Ver. Fac. Ciên. Lisboa, 2ª ser. C, nº 12 (2), pp. 123-289.
- ANDRADE, M. MONTENEGRO (1944) - *Estudo Polínico de algumas Formações Trufo-lignitosas Portuguesas*. «Publicações do Museu e Laboratório Mineiro e Geológico», Porto, Faculdade de Ciências, 2ª série, 37, 11p., 3 fig.
- ANDRIEUX, J; LAMOTE, D. F. & BRAUD, J. (1989) – A structural scheme for the western mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geod. Acta*, 3, 1:pp. 5-15.
- ANTUNES, M. T. (1979) – Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 5, pp. 145-174.
- ATROS, F. & MARQUES, B. (1988) – Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif di Montejunto (Nord du Tage, Portugal). In R B. Rocha & A. F. Soares (eds.): 2<sup>nd</sup> *Int. Symp. Jur. Strat.*, Lisboa, vol. I, pp. 505-516.
- AZERÊDO, A. C. (1993) – Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeologia – Tese de doutoramento. Dep.º de Geologia da Fac. de Ciências de Lisboa. 366p., 36 ests.
- AZEREDO, A. C. (1999) – Études micropaleontologiques dans les séries carbonatées du Jurassique moyen du Bassin Lusitanien (Portugal) – *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, tomo 86, pp. 59-84.
- AZERÊDO, A. C. & MANUPPELLA, G. (1998) – O Jurássico na região de Vale de Ventos (Serra dos Candeeiros); exemplo de fácies de barreira de Dogger e descontinuidades Dogger-Malm. Livro Guia das Excursões do V Congresso Nacional de Geologia, pp. 27-32.
- BARBOSA, B. (1995) – Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo – sua relação com o eustatismo e a tectónica. Tese de doutoramento, Univ. de Lisboa, 253 p.
- BARRON, E. J.; WILLIAM, W. H. & THOMSON, S. (1989) – The hidrologic cycle: a major variable during Earth history. *Paleogeo., Paleoclimatol., Paleocl.* (Glob. And Tec. Change Sec.) pp. 1, 3, 157-174.
- BERNARDES, C. (1992) – “A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitaniana): Modelos Depositionais e Arquitectura Sequencial”, Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Aveiro, 261p.
- BERNARDES, C. A.; CORROCHANO, A. & REIS R. P. (1991) – Evolução do sistema de deltas entrelaçados do Jurássico superior de S. Martinho do Porto, Bacia Lusitânica. Arquitectura sequencial e controlos sedimentares. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 1991, t. 77, pp. 77-88.
- BOILLOT, G. & MOLOD, J. (1988) – The North and North-West Spanish Continental Margin: a review *Rev. Soc. Geol. Españã*, pp. 295-316.
- BOILLOT, G.; MALOD, J. MOUGENOT, D. (1979) – Evolution geologique da la marge ouest-ibérique. *Ciências da Terra*, 5, pp. 215-222.

- BRURCHETTE, T. P. & WRIGHT, V. P. (1992) – Carbonate ramp depositional systems. In: B. D. Selwood (ed.), *Ramps and Reefs. Sedimentary Geology*, sp. Vol., 79:pp. 3-57.
- CABRAL, J. (1981) Escala 1:2000 - de uma Área a NE de Ferrel (Peniche). Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, Documento 1R81014, *Dossier «Licenciamento Ferrel»*, 97 p., 12 folhas de mapa na escala 1:20000. Pol.
- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal continental – Dissertação de Doutoramento, Memória nº 31 do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 265p.
- CANÉROT, J.; REY, J. ; BATISTA, R., MANUELLA, G. & PEYBERNÈS, B. (1995) – Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 320, sér. II, pp. 523-530.
- CHOFFAT, P. (1982) – Note préliminaire sur les vallées typhoniques et sur les éruption d'ophite et de teshénite en Portugal. *Comm. Trab Geol. Portugal*, Lisboa, t. I, pp. 113-122.
- CRUTIS, M. L. (1993) – The structural and Kinematic evolution of upper crustal transpression zone: the Lusitanian Basin, Portugal. *Ph. D. thesis, Department of Geology Sciences*, University of Durham, 265p.
- CUNHA, P. P. (1992) – *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Tese de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262p.
- CUNHA, P. P. & PENA DOS REIS, R. P. (1995) – Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, 16, pp. 155-170.
- CUNHA, P. P.; PIMENTEL, N & PEREIRA, D. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal – Turoliano. *Ciências da Terra (UNL)*, 14, pp. 61-72.
- DAVISON, I., ALSOP, I BLUNDELL, D. (1996) – Salt tectonics: some aspects of deformation mechanisms. In: Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I. (eds.) *Salt Tectonics. Geological Society Special Public. N. 100*, pp.1-10.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D. (1989) – Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics*, Coward, M. P. , Dietrich, D. and Park, R. G. (eds), *Geological Society Spetial Publication*, n. 45, pp. 265-283.
- DEWEY, J. F.; PITMAN, W. C. III; RYAN, W. B. F. & BONNIN, J. (1973) – Plate tectonics and the evolution of Alpine systems. *Geol. Soc. Am. Bull.*,pp. 84, 10, 3137-3180.
- DINIS, J. L. (1990) – Litostratigrafia e evolução dos sistemas deposicionais em depósitos continentais “pós-rift”. Os “grés belasianos” (Cretácico) a leste de Leiria (Portugal Central). *Monografia Provas A. P. C. C. (não publicadas)*, Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 381p.
- DINIS, J. L. (1999) – Estratigrafia e Sedimentologia da Formação de Figueira da Foz: Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica – *Tese de Doutoramento*, Departamento de Ciências da Terra, Fac. de Ciênc. e Tecnol. da Universidade de Coimbra. 381p.
- DINIS, J. L. & TRINCÃO, P. (1995) – Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research*, 16, pp. 171-186.



- DOLFFUS, G. F.; COTTER, J. C. BERKELEY (1909) – *Mollusques Tertiaires du Portugal: Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1<sup>ère</sup> Partie. Pelecypoda. Précédé d'une Notice Géologique.* «Memórias e Comunicações dos Serviços Geológicos do Portugal», Lisboa, 103p., fig., 9 est.
- DOMMERGUES, J. L. & MOUTERDE, R. (1987) – The endemic trends of liassic ammonite faunas of Portugal as the result of the opening of a narrow epicontinental bassin. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, nº 58, pp. 129-137.
- DUNN, A. M., REYNOLDS, P. H., CLARKE, D. B. & UGIDOS, J. M. (1998) – A comparison of the age and composition of Shelburne dyke, Nova Sotia, and the Messejana dyke, Spain. *Can. Journ. Earth Sci.*, nº 35, pp. 1110-1115.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. R. (1977) – Actividade basáltica pérmico-liásico no território português. *Mem. Not., Mus. Lab Min. Geol. Univ. Coimbra*, nº 83, pp. 45-52.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. R. (1983) – Igneous rocks in the diapiric areas of western portuguese border: the: K-Ar ages settings of the upper Jurassic suite. *Mem. e Not. do Mus. Lab. Min. E Geol. da Universidade de Coimbra*, 96, pp.159-181.
- GAFEIRA, J. (2004). Cartografia Morfo-Estrutural da Área da Falha Marquês de Pombal. Tese de Mestrado, Universidade de Évora, 149 p.
- GALDEANO, A.; MOREAU, M. G.; POZZI, J. P.; BERTHOU, P. Y & MALOD, J. A. (1989) – New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisbon (Portugal) and implications for the rotation of Iberian. *Earth and Planetary Science Letters*, 92, pp. 95-106.
- GALLOWAY, W. E. (1989) – Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 73, pp.125-142.
- GOMES, C. S. R. (1996) – Observação paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitaniana (1ª fase de rifting. Tese Doutorado Dep. Ciên. Terra Univ. Coimbra, 254p.
- GUÉRY, F. (1984) – Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha, Montejunto), Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon, 480p.
- GUÉRY, F.; MONTENAT, C. & VACHARD, D. (1986) - Tectonic and Sedimentary Evolution of the Portuguese Basin During the Mesozoic (Peniche Transverse, Estremadura) – *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf – Aquitaine*, pp. 84 - 93.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988) – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In C. Wilgus *et. al.* (eds): *Sea level changes: An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Min., Tulsa, S.P. nº 42*, pp. 71-108.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. & ERLICH, R. N. (1987) – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1166.
- HISCOTT, R. N.; WILSON, R. C. L.; GRADSTEIN, F.M.; PUJALTE, V., GARCIA-MONDÉJAR, J.; BOUDREAUX, R. R. & WISHART, H. A. (1990) – Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basin of North Atlantic. *Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 74, 1, pp 60-76.
- JACKSON, M. P. A. (1995) – Retrospective salt tectonics. In M. P. S. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson (eds.): *Salt tectonics: a global perspective. AAPG Mem.*, Tulsa, nº 65, pp. 1-28.

- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1994) – Advances in salt tectonics. In P. L. Hancock (ed.): Continental deformation. *Pergamon Press*, Tarrytown, pp. 159-179.
- JACKSON, M. P. A. & VENDEVILLE, B. C. (1994) – Regional Extension as a geologic trigger for diapirism *Geological Soc. América Bull.*, v. 106, p. 57-73.
- JACKSON, M. P. A.; VENDEVILLE, B. C. & SHULTZ-ELA, D. D. (1994a) – Structural dynamics of salt. *An Rev. Earth Planet. Sc.*, Palo Alto, vol. 22, pp. 93-117.
- JACKSON, M. P. A.; VENDEVILLE, B. C. & SHULTZ-ELA, D. D. (1994b) – Salt-related structures in Gulf of Mexico: a field guide for geophysicists. *The Leading Edge*, vol. Aug., pp. 837, 842.
- JACKSON, M.P.A. & TALBOT, C. J. (1986) – External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Soc. Of America Bull.*, vol. 97, pp. 305-323.
- JENYON, M. K. (1986) – Salt Tectonics. Elsevier Appl. Science Publs., Ltd., 191p.
- KEYNES, M. (1989) – Distal alluvial fan sediments from the Upper Jurassic of Portugal: controls on their cyclicity and channel formation – *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 146, pp. 539-555.
- KLEIN, G. DE V. (1987) – Current aspects of basin analysis. *Sed. Geol.*, 50, 1/3, pp. 95-118.
- KULLBERG, J., C. (2000) – “Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana”, Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 280 p.
- KULLBERG, J. C.; MOUTERDE, R & ROCHA, R (1997) – Réinterprétation de l’histoire stratigraphique et tectonique de la struture de Serra de El-Rei (Portugal). *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, nº 10, pp. 191-208.
- KULLBERG, J. C.; TERRINHA, P. & KULLBERG, M. C. (1997) – “Tectonic Evolution of Lusitanian Basin to the south of the Nazaré Fault During the Mesozoic” – Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica – Conferência Anual – II.49 p.
- LEINFELDER, R. R. (1993) – Sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed cabonate – siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal – *Stuttgart - Profil* pp. 119 – 140.
- LEINFELDER, R. R & WILSON, R. C. L. (1989) – Seismic and sedimentologic features of oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, band 78 (1), pp. 81-104.
- LETOUZEY, J., COLLETTA, B., VIALLY, R, & CHERMETTE, J. C. (1995) – Evolution of salt related structures in compressional settings. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson (eds.): Salt tectonic: a global perspective. *AAPG Mem.*, Tulsa, nº 65, pp. 41-60.
- MALOD, J. A. (1989) – Ibérides et plaque ibérique. *Bull. Soc. Geol. France*, pp. 8, 5, 5, 927-934.
- MALOD, J. A. & MAUFFRET, A. (1990) – Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, pp. 261-274.
- MANUPPELA, G.; ANTUNES, M. T.; PAIS, J.; RAMALHO, M. M. & REY, J. (1999) - Notícia explicativa da folha 38-B, Setúbal. Instituto Geológico e Mineiro. Portugal, Lisboa, 143p.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F., CAETANO, P. S., ROCHA, R & KULLBERG, J. C. (1992) – Upper Jurassic of the Alcobaca Region. *Stratigraphic. Com. Serv. Geol. Portugal*, t.78 (1), pp.63-69.

- MARTINS, L. T. (1991) – Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). *Tese Doutoramento, Dep. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 418p.
- MIALL, A. D. (1984a) – *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer Verlag, Net York, 490p., 387fig.
- MOITA, C. (1996) – Caracterização estrutural do “Offshore” da Bacia Lusitaniana – entre Aveiro e Nazaré. *Tese Mestrado, Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 138 p.
- MONTENAT C. & GUÉRY, F. (1984) – “L'intrusion diapirique de Caldas da Rainha et l'halocinèse jurassique sur la marge portugaise”, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, Série II, nº 20, pp. 901-906.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F. & JAMET, M. (1988) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In G. Boillot et al.: *Proc. ODP, Sci. Results, College Station*, Vol. 103, pp. 757 – 775.
- MOUGENOT, D. (1989) – Geologia da margem portuguesa. *Inst. Hidrografia Marinha, Lisboa. Documentos técnicos*, 32, 259p.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., ROUGET, C. & TINTANT, H. (1972) – Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVIII (1), pp.73-104.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1979) – Faciès, Biostratigraphie et paléogéographie diJurassique portugais. *Ciências Terra*, Lisboa, nº 5, pp. 29-52.
- NALPAS, T. & BRUN, J. P. (1993) – Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, 228, pp. 349-362.
- PENA DOS REIAS, R. P.; CUNHA, P. P.; DINIS, J. L.; & TRINCÃO, P. (2000) – Geological evolution of the Lusitanian Basin during the late Jurassic (Portugal) – *Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum, Zurich*, vol. 6, pp. 345-356.
- PENA DOS REIAS, R. P.; DINIS, J. L.; CUNHA, P. P. & TRINCÃO, P. (1996) – Upper Jurassic sedimentary infill and tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal) – *Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum, Zurich*, vol. 1-2, pp. 377-386.
- PINHEIRO, L. M. WILSON, R. C. L., REIS, R. P., WHITMARSH, R. B. & RIBEIRO, A. (1996) – The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview. In: R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus & D. G. Masson (eds.): *Proc. ODP, Sc. Results, College Station*, Vol. 149, pp.3-23.
- PROENÇA, P. & REIS, P (1992) – Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector Norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. II Congresso Geológico de Espana e VIII Congresso de Geologia (Actas), Salamanca, 21-26 de Junio, tomo. 1, pp. 107-112.
- PROENÇA, P. & REIS, P. (1994) – “Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal)” – Contribution to IGCP project 326: Tethyan and Boreal Cretaceous. Academic Press Limited, *Cretaceous Research* (1995) 16, pp. 155-170.
- RASMUSSEN, E. S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C. & VEJBÆK, O. V. (1998) – Aspects of the structural evolution of Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, Amsterdam, nº 300, pp. 199-225.
- REINHOLD, R. & LEINFELDER, R. (1987) – Multifactorial control of sedimentation patterns in na ocean marginal basin: the Lusitanian Basin (Portugal) during the Kimmeridgian and Tithonian – *Geologische Rundschau* 76/2, pp. 599 – 631.



- REIS, R. P. B. PENA DOS & CUNHA, P. M. R. R. PROENÇA (1989b) – A definição litoestratigráfica do Grupo do Buçaco na Região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comum. Serv. Geol. Portugal*, t. 75, pp. 99-109.
- REY, J. (1982) – Dynamique et paléoenvironnements du Bassin Mésozoïque d'Estremadura (Portugal), au Crétacé inférieur. *Cretaceous Research*, 3, pp.103-111.
- REY, J. (1999) – Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. *European Palaeont. Assoc. Workshop*, Field trip A, Lisboa, 57 p.
- RIBEIRO, A. (1984) – Néotectonique du Portugal. In: *Livro de Homenagem a O. Ribeiro*, 1.º vol., *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, pp. 173-182.
- RIBEIRO, A. (1988) – A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas*, 10, pp. 9-11.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D & MONTEIRO, J. H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114p.
- RIBEIRO, A; KULLBERG, M. C., KULLBERG, J.C. MANUPPELA, G, PHIPPS, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, Amsterdam, pp. 357-366.
- RIBEIRO, A. (COORD.) ET AL. (1996) – Tectónics of the Lusitanian Basin. Final Report, Proj. Milupobas Contract nº J0U2-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL, Lisboa, 1 Vol. + anexos.
- ROCHA, R. B. (1976) – Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. *Ciências Terra*, Lisboa, nº2, 178p.
- ROCHA, R. B. (COORD.) et al. (1996) – The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report, Proj. MITUPOBAS, Contract nº J0U2 – CT94 – 0348, UNLIS, Lisboa, 2 vol. +anexos.
- ROCHA, R. B. ; MARQUES, J. & SOARES, A. F. (1990) – Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'acident de Nazaré (trias. Aalenien). *Chiers Univ. Catho. Lyon, sér. Sci.*, nº 4, pp.121-152.
- SANZ, DE GALDEANO, C. (2000) – Evolution of Iberia during the Cenozoic with special emphasis on the formation of the Betic Cordillera and its relation with the western Mediterranean. 1º Congresso sobre o Cenozóico de Portugal, *Ciências da Terra (UNL)*, 14, pp.9-24.
- SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. P. (1995) – A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas – *Mem. Mus. Lab. Min. e Geol. da F.C.U.P.*, Porto: pp. 139-142.
- SOARES, A. F.; ROCHA, R. B.; ELMÍ, S.; HENRIQUES, M. H.; MOUTERDE, R.; ALMERAS, Y.;RUGET, C.; MARQUES, J.; DUARTE, L.; CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C. (1993) – Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias Jurassique moyen: histoire d'un «rift avorté». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317 sér. II, pp. 1659 – 1666.
- SRIVASTAVA, S. P.; ROEST, W. R.; KOVACS, L. C.; O'KEY, G.; LE'VEQUE, S.; LE'VEQUE, J. & MACNAB, R. (1990) - "Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed eromagnetic measurements in the Newfoundland Basin", *Tectonophysics*, pp. 184 (3-4), 229-260.
- TALBOT, C. & JACKSON, M. P. A. (1987) – International Kinematics of Salt Diapirs. *AAPG Bull.*, Tulsa, Vol. 71 (9), pp. 1068 – 1093.

- TERRINHA, P. (1998) – Structural Geology and Tectonic Evolution of Algarve Basin, South Portugal. *PhD Thesis, Univ. London*, 430 p.
- TERRINHA, P.; KULLBERG, J. C.; KULLBERG, M. C.; MOITA, C.; RIBEIRO, A. (1996) – Thin Skinned and thick skinned sub.basin development, bidimensional extension and self-indentation in the lusitanian basin, west Portugal – 3º Encontro de campo, 2ª conferência anual (Junho e Julho de 1996 – pp 17-20.
- TRUSHEIM, F. (1960) – Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. American Assoc. Petrol. Geologists*, vol.44, No. 9, pp. 1519-1540.
- VALLEJO, L. I. G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. (2002) – Ingeniería Geológica, Pearson Educación, S. A. – Espanha, pp. 55-128.
- VANNEY, J. R. & MOUGENOT, A. (1981) – La plateforme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 28, 154 p.
- VENDEVILLE, B. C. & JACKSON, M. P. A. (1992a) – The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petr. Geol.*, Guildford, vol. 9, pp. 331 – 353.
- VENDEVILLE, B. C. & JACKSON, M. P. A. (1992b) – The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petr. Geol.*, Guildford, vol. 9, pp. 354-371.
- WARREN, J. (1999) – Evaporites. Their Evolution and Economics. *Blackwell Science Ltd*, London, 438 p.
- WILSON, R. C. L. (1988) – Mesozoic Development of the Lusitanian Basin, Portugal – *Rev. Soc. Geol. Espanã*, 1, (3 – 4), pp. 393- 407.
- WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic Stratigraphic, and Subsidence History. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *AAPG. Mem.*, Tulsa, 46, pp. 341 - 361.
- WRIGHT, V. P. (1985) – Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. In D. P. Tommey & M. H. Nitecki (eds.): *Paleoalgology: Contemporary research and applications. Springer Verlag*, Berlin, pp. 330-340.
- ZBYSEWSKI, G. (1948) – Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène. *Las Ciências*, Madrid, Año XIII, n. I.
- ZBYSZEWSKI, G (1959) - Étude Structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., nº 3, 182 + 5p.
- ZBYSZEWSKI, G & ALMEIDA, F, M. (1960) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 56p.
- ZBYSEWSKI, G. & ANDRADE, M. M. (1957) – Rochas eruptivas do vale tifónico de Caldas da Rainha, Com XXIII Cong. Liso-Espanhol Prog. Ciências, Coimbra, vol. 23, pp. 7-22.
- ZBYSZEWSKI, G. & BARRETO J. (1967) - Os jazigos de Lignitos da Região de Caldas da Rainha – *Boletim de Minas*, Lisboa, 4 (1) Jan. – Mar, pp 3-34.
- ZBYSZEWSKI, G & FRANÇA, J, C. (1961) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia explicativa da folha 26-B, Alcobaça. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 56p.

## 10 – GLOSSÁRIO

TERMO	SIGNIFICADO	Páginas
<b>Antepaís</b>	O mesmo que foreland; área estável junto a uma cadeia montanhosa em direcção à qual são empurradas as rochas da zona enrugada. Nesta área normalmente formam-se bacias que tende a ser envolvidas no sistema montanhoso.	59
<b>Calcários hemipelágicos</b>	Rocha sedimentar carbonatada composta essencialmente por carbonato de cálcio. Formados em condições de mar aberto e profundo, normalmente próximas à margem continental, constituídas de partículas finas que apresentam, em associação, restos de organismos planctónicos e um significativo teor de elementos terrígenos.	31
<b>Cap rock</b>	Cobertura sedimentar endurecida;	102
<b>Diatomitos</b>	Rocha sedimentar de natureza siliciosa, formada essencialmente por frústulas (cada uma das partes constituintes da concha bivalve das diatomáceas)	35, 62
<b>Doma</b>	Estrutura em antifoma fechada com forma circular a ovalada.	11, 53, 97
<b>Downbuilding</b>	Crescimento passivo dos diapiros.	98
<b>En échelon</b>	Fendas originadas nas zonas de cisalhamento.	19
<b>Epirogénese</b>	Movimentação vertical, positiva ou negativa, da crosta terrestre, que ocorre devido reacções isostáticas que actuam no soco. (oscilação de massas continentais)	64
<b>Eustático</b>	Ou movimentações eustática – variações de nível dos oceanos devido a causas tectónicas ou meteorológicas.	57
<b>Fácies purbeck</b>	Fácies caracterizadas por pequenos leitos de calcários fossilíferos intercalados com argilitos laminados (shale) formaram-se devido a uma regressão ocorrida no final do Jurássico, entre o topo do Titoniano e a base do Berriasiano.	49
<b>Grabens</b>	Estrutura de falhas normais com um bloco central abatido.	21, 104
<b>Hiato</b>	Intervalo de tempo referente a uma descontinuidade de sedimentação por não deposição e/ou por erosão de camadas já depositadas.	47, 49, 76
<b>Horst</b>	Bloco relativamente elevado entre falhas normais com forte ângulo de mergulho.	19, 21, 22, 56
<b>Lignitos</b>	Carvão fóssil, em que se reconhecem ainda restos vegetais, com teor de carbono fixo inferior ao da hulha, de cor castanha ou negra, que arde com muito fumo.	34, 35, 36, 65
<b>Paleo...</b>	Do grego <i>palaiós</i> = antigo.	16, 27, 44, 45, 46, 48, 50, 62, 63, 64, 68
<b>Paleolinha de costa</b>	Antiga linha de costa.	16
<b>patch reefs</b>	Recife disperso; recife solitário.	32
<b>Pretigliano</b>	A segunda de três fases climática da passagem do Pliocénico-Plistocénico, é uma fase de arrefecimento (período glacial) que provocou a extinção de algumas taxa e o desaparecimento temporários de outras.	35, 36, 37, 68
<b>Rampa “homoclinal”</b>	Rampa que apresenta o mesmo gradiente de inclinação desde o litoral até às águas profundas	30, 46
<b>Rampa carbonatada</b>	Designa uma superfície de sedimentação cujo gradiente é muito suave.	46
<b>Reologia</b>	Estudo de como as rochas e outros materiais fluem.	81



<b>Reuveriano</b>	Uma das três fases climáticas da passagem do Pliocénico-Plistocénico, condições favoráveis ao desenvolvimento de uma flora tipicamente terciária em que muitas delas persistem até à actualidade.	37
<b>Rift</b>	Estrutura correspondente a um vale ou depressão alongada, desenvolvida por tectónica extensiva e responsável pela nova crosta oceânica.	10, 12, 19, 30, 32, 34, 38, 39, 42...
<b>Rift-Shoulder</b>	Bordo lateral do rift	21, 39
<b>Silcreto bacinal</b>	Superfície hidrolisada que resulta de exposição sub-aérea sob condições climáticas bem particulares, testemunhando um longo intervalo de não sedimentação que pressupõe acalmia tectónica. Constituída por sedimentos são constituídos apenas por espécies minerais resistentes e estão fortemente cimentados por sílica e óxidos de ferro (limonite, goetite e hematite). Bacinal: é referente a bacia, onde está depositado.	57
<b>Thin Skinned</b>	Tectónica regional distensiva de tipo pelicular.	100, 103
<b>Tigliano</b>	Uma das três fases climáticas da passagem do Pliocénico-Plistocénico, caracterizada pelo restabelecimento de um clima favorável ao desenvolvimento de florestas mistas.	37

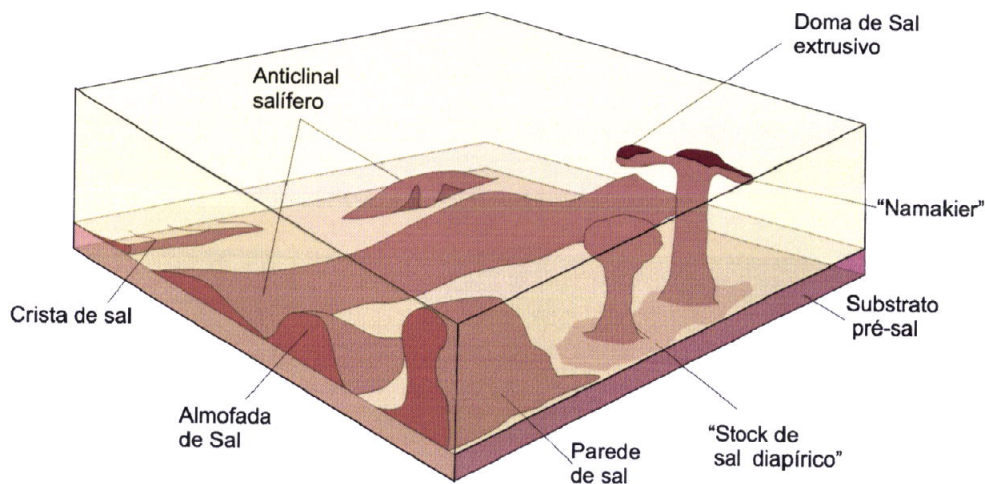
## **ANEXOS**

## ANEXO I

### I - DIAPIRISMO

#### I.1 – TIPOS DE ESTRUTURAS

Analisado o seu estado de evolução, através dos estudos geofísicos com a interpretação de perfis sísmicos, apoiados por experiências de laboratório, têm-se interpretado as estruturas e as várias formas que os diapiros podem assumir. Assim e segundo JACKSON, *et al.* (1986), podemos encontrar estruturas não diapíricas ou não perfurantes e estruturas diapíricas ou perfurantes (Figura 49).



**Figura 49:** Principais tipos de estruturas salíferas (segundo JACKSON *et al.*, 1986)

##### I.1.1 – ESTRUTURAS NÃO PERFURANTES

Encontram-se no início da evolução e são formas suaves, quase concordantes com a cobertura sedimentar. Entre elas temos algumas classificações como: cristas de sal ("salt-rollers"), almofadas de sal ("salt pillows") e anticlinais salíferos ("salt anticlines").

##### I.1.2 – ESTRUTURAS DIAPÍRICAS OU PERFURANTES

São as estruturas mais evoluídas que se encontram intruídas nos sedimentos encaixantes, que apresentam contactos abruptos e discordantes. Podemos encontrar formas tais como: os *stocks de sal* diapírico ou ("salt stocks"), as paredes de sal ("salt walls") e os "Namakier", que são domas de sal extrusivo.



### I.I.II.I – EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

Diapiro é uma palavra de origem de grega que significa «ardente, inflamado». Este termo era aplicado a intrusões verticais de material que devido às altas temperaturas era viscoso e pouco denso e por isso irrompia através das camadas superiores, sem a actuação de forças tectónicas.

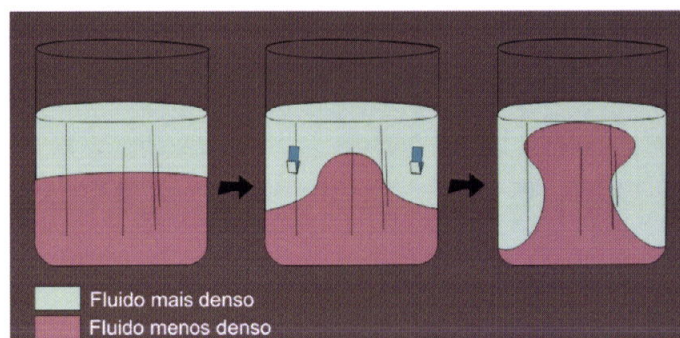
A definição que WARREN (1999) dá para diapiro salino é a de uma estrutura com contactos discordantes com as unidades encaixantes. O interesse no estudo destas massas salinas aumentou no século XIX, por serem impermeáveis e poderem originar “armadilhas” propícias à acumulação de hidrocarbonetos. À medida que os conhecimentos sobre diapirismo evoluíram foram aparecendo uma série de conceitos relacionados com as características das massas evolvidas como com os mecanismos que levariam à sua formação.

Contudo um diapiro não tem que ser necessariamente constituído por sal mas por qualquer material menos denso que a rocha encaixante como por exemplo serpentinito ou argilas.

Após o reconhecimento das primeiras formas diapírica e numa tentativa de explicar a sua formação, são introduzidos (JACKSON *et al.*, 1986; JENYON, 1986) alguns conceitos como:

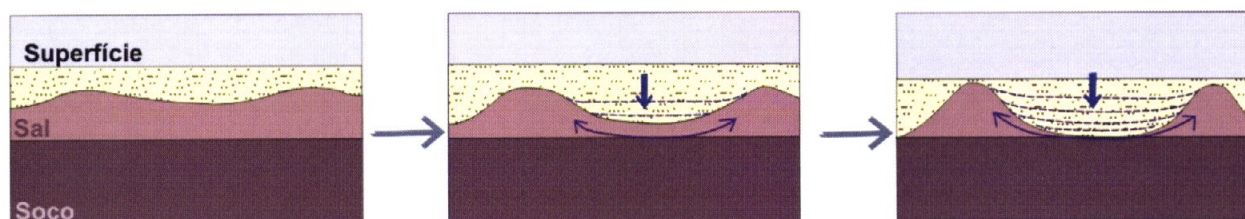
- **Flutuabilidade do sal**, explicado pela inversão de densidades, onde aquele tende a movimentar-se gravitacionalmente por ser menos denso;
- **Carga sedimentar diferencial**, está relacionado com a acumulação sedimentar não uniforme provocando diferentes cargas que acabam por ser um dos mecanismos que desencadeia os movimentos ascendentes.

NETTLETON, 1934 (*in* JACKSON, 1995), publica os resultados experimentais sobre a mecânica de fluidos em que se utilizaram dois fluidos com grandes contrastes de densidade. Uma das características inerentes ao sal é a flutuabilidade, devido à sua menor densidade, através das experiências, quando o fluido mais denso se afundava obrigava o que estava abaixo a subir e observavam-se formas semelhantes à grande maioria dos diapiros conhecidos.



**Figura 50:** Experiência de Nettleton, realizada com dois fluidos de densidades diferentes.

São introduzidos uma série de termos e conceitos e o seu significado também evolui consoante a evolução do conhecimento. O conceito de “downbuilding”, proposto por BARTON, 1933 (*in* JACKSON, 1995), ou crescimento passivo dos diapiros, assenta na ideia de que estes não perfuram activamente os sedimentos, o peso destes é que provoca o seu afundamento e induz a migração do sal, que termina próximo da superfície.



**Figura 51:** Conceito de crescimento passivo dos diapiros segundo BARTON (1933)

O conceito de halocinese foi proposto por TRUSHEIM, 1957 (*in* TRUSHEIM, 1960) para designar os processos geológicos relacionados com a movimentação autónoma dos depósitos salinos, movimentando-se para os locais onde é mais fácil arranjar espaço.

Mais tarde, após observações de campo, este autor introduziu novos conceitos, (Figura 52) como o de fossa periférica primária (“primary peripheral sink”), fossa periférica secundária ou sinclinal anelar (“rim syncline”) e estruturas em forma de tartaruga (“turtle strutures”).

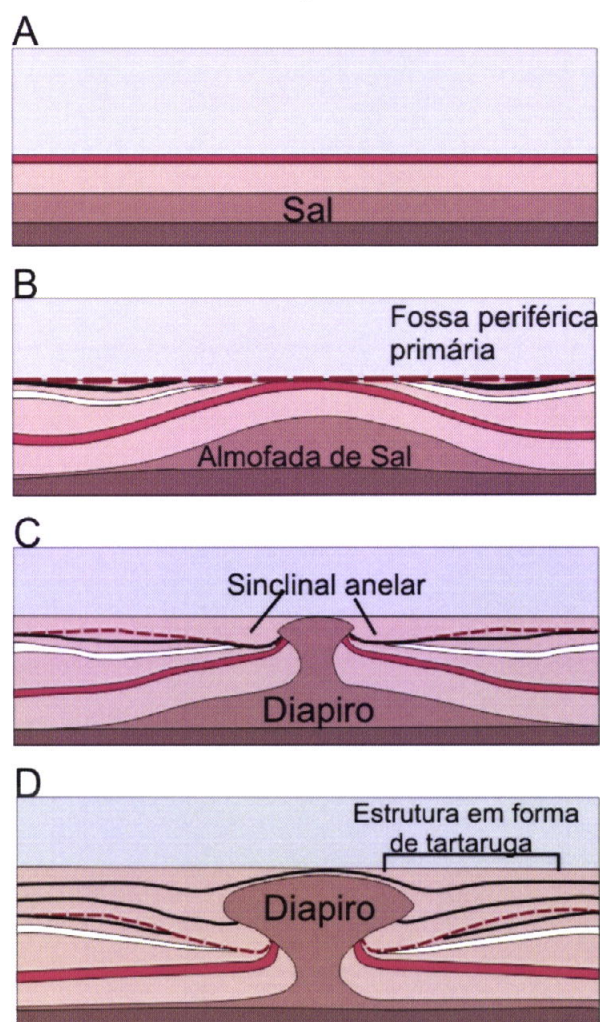
Trusheim considera que a movimentação autónoma das massas de sal estaria dependente das propriedades intrínsecas do sal e da cobertura sedimentar. No



entanto esta, deveria ser de ordem quilométrica, para conseguir induzir a halocinese, promovendo a inversão das densidades.

A existência de carga litostática diferencial sobre as massas evaporíticas é um factor importante, sendo provocada pela erosão local e pela fracturação do soco. Além disso, deve existir, fontes de calor locais, capazes de induzir fenómenos de “*creeping*”, e deslizamentos gravitacionais. A temperatura é importante, pois induz a convexão termal de sal provocando o aumento de volume (ZBYSZEWSKI, 1959) e a diminuição da densidade e da viscosidade (KULLBERG, 2000).

Segundo WARREN, 1999, com um gradiente geotérmico de 30°C/Km, a halite a 5 Km de profundidade expande 2% e contrai 0,5% devido à pressão. Desta forma a halocinese é induzida pelo aumento das tensões superficiais.



**Figura 52:** Esquema interpretativo da evolução de um diapiro segundo Zechstein (adaptado TRUSHEIM, 1960)



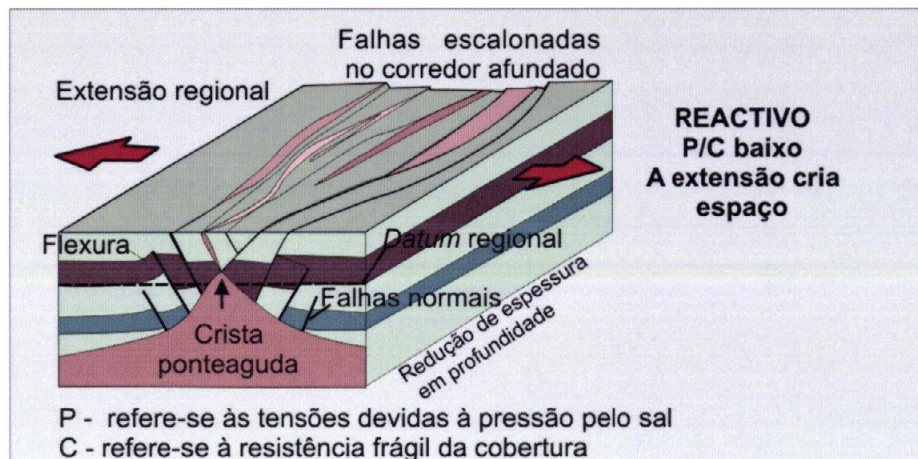
Numa fase posterior novos ensaios de laboratório, juntamente com a modelação numérica, demonstraram que a inversão de densidades não consegue formar diapiros perfurantes, pois os estados de tensão diferencial são muito baixos e não induzem a fracturação de uma cobertura muito espessa. Além disso, em observações de campo foi possível constatar que existem situações de halocinese precoce, que ocorre devido à pouca espessa da cobertura, na ordem de centenas de metros (JACKSON *et al.*, 1994; JACKSON, 1995; DAVISON *et al.*, 1996) as propriedades intrínsecas dos materiais passaram a ter uma importância secundária.

Assim, segundo os vários autores que estudaram estruturas diapíricas (JACKSON *et al.*, 1994; JACKSON, 1995; DAVISON *et al.*, 1996; TRUSHEIM, 1960; ZBYSZEWSKI, 1959; WARREN, 1999 & KULLBERG, 2000) os mecanismos que actualmente são considerados como desencadeadores da halocinese são a tectónica distensiva tipo pelicular (*thin skinned*), os deslizamentos gravitacionais, a carga litológica diferencial e a tectónica compressiva e introduções de fontes de calor capazes de induzir no sal a diminuição da densidade e da viscosidade e o aumento do volume.

### **I.I.II.II – MODELOS DE TECTÓNICA SALINA EM REGIME DISTENSIVO:**

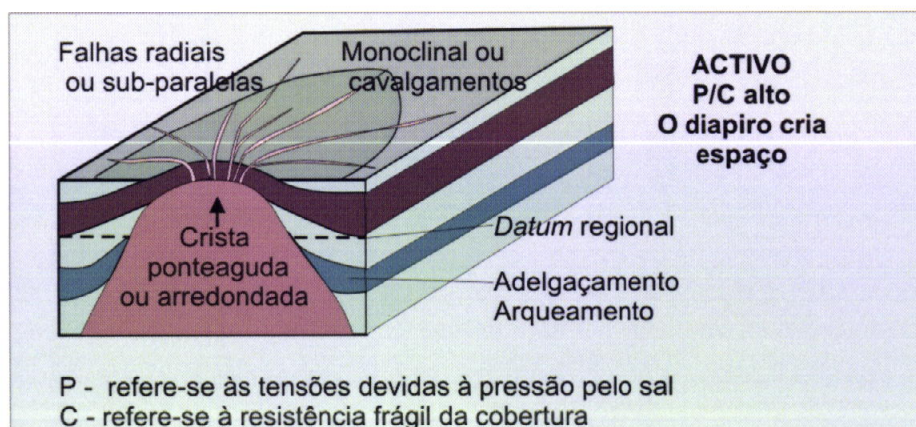
**Modelo Reactivo:** (NALPAS & BRUN, 1993; JACKSON *et al.*, 1994a) A ascensão do diapiro é impulsionada pela carga litostática diferencial provocada pela tectónica regional distensiva e pelos processos erosão/sedimentação.

A tectónica regional distensiva é a responsável pelo adelgaçamento e fracturação da cobertura sedimentar e pela reactivação das falhas do soco, o que também favorece a halocinese. O diapiro ocupa o espaço criado pelas falhas e ocorre independentemente da espessura e densidade da cobertura (VENDEVILLE & JACKSON, 1992a) (Figura 53).



**Figura 53:** Modelo de perfuração de diapiro reactivo. O *datum* regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. JACKSON *et al.* 1994a)

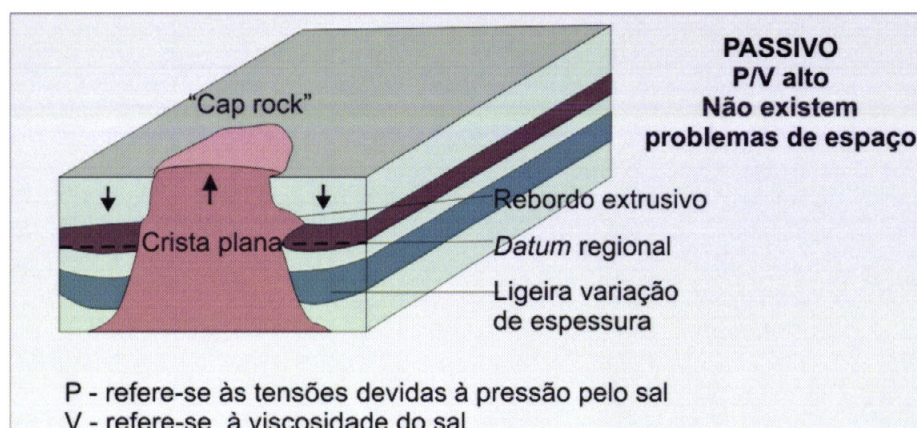
**Modelo Activo:** Este estilo de intrusão só é possível se a cobertura sedimentar não exceder 20% da unidade evaporítica, para que esta a consiga perfurar (M. JACKSON *et al.* 1994b). Uma vez iniciado o processo de ascensão, o diapiro perfura todas as camadas que se possam depositar posteriormente (Figura 54).



**Figura 54:** Modelo de perfuração de diapiro activo. O *datum* regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. JACKSON *et al.* 1994 a)



**Modelo Passivo:** A formação do diapiro é induzida pelo peso da cobertura sedimentar, que começa a subsidir e empurra a unidade evaporítica para cima. Sobre o diapiro fica uma camada de sedimentos (*cap rock*) que acaba por ser erodida, expondo o diapiro (Figura 55).



**Figura 55:** Modelo de perfuração de diapiro passivo. O *datum* regional corresponde à base original da unidade superior. (adaptado de M. JACKSON *et al.* 1994 a)

### I.I.II.III – MODELOS DE TECTÓNICA SALINA EM REGIME COMPRESSIVO:

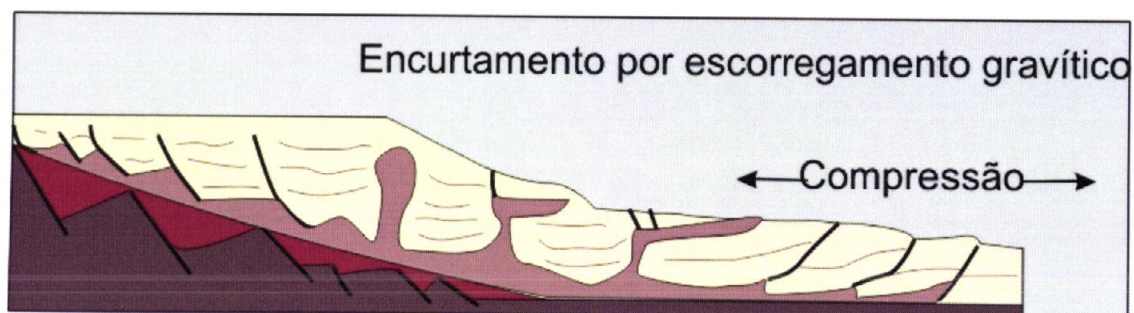
Segundo LETOUZEY *et al.*, (1995) quando o regime compressivo é perpendicular às estruturas preexistentes, estas quase não são reactivadas e a maior parte da compressão é acomodada por dobramento, originando cavalgamentos de baixo ângulo. Se a compressão é oblíqua às falhas normais anteriores as tensões são acomodadas por desligamentos ou por falhas *en échelon*, simétricas às antigas falhas.

A movimentação das massas salíferas, apenas ocorre em estruturas diapíricas já existentes, não afectando as estruturas menos evoluídas. Em modelos experimentais o sal tem dificuldade em perfurar coberturas espessas e com comportamento frágil (WARREN, 1999), não rompe as cristas dos anticlinais, apenas se verifica uma injeção nos planos de cavalgamento no núcleo dos anticlinais.



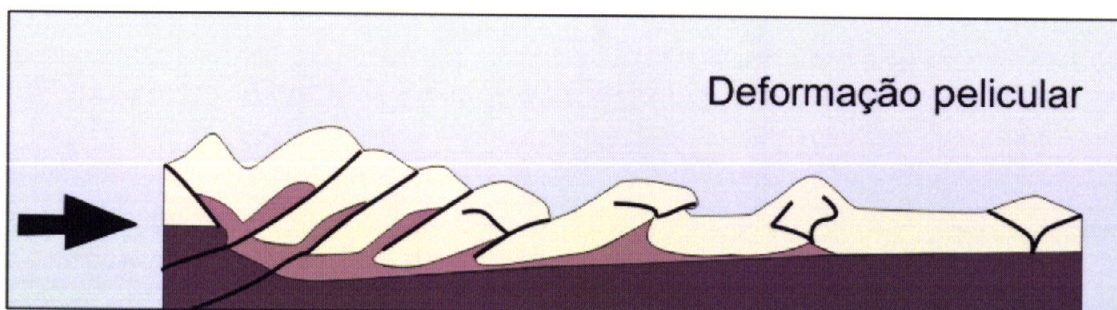
Segundo JACKSON & TALBOT (1994) a tectónica salina em compressão requer que a tensão mínima principal ou a intermédia tenham de ser verticais, criando, respectivamente, condições de encurtamento ou transpressivas.

**Modelo de escorregamento gravítico:** ocorre ao longo do talude continental, sem envolvimento do soco, o que produz empilhamento de blocos na frente do talude. O nível de deslocamento é o do sal (Figura 56).



**Figura 56:** Modelo de tectónica salina em regime compressivo. Escorregamento gravítico em talude continental. (LETOUZEY *et al.*, 1995).

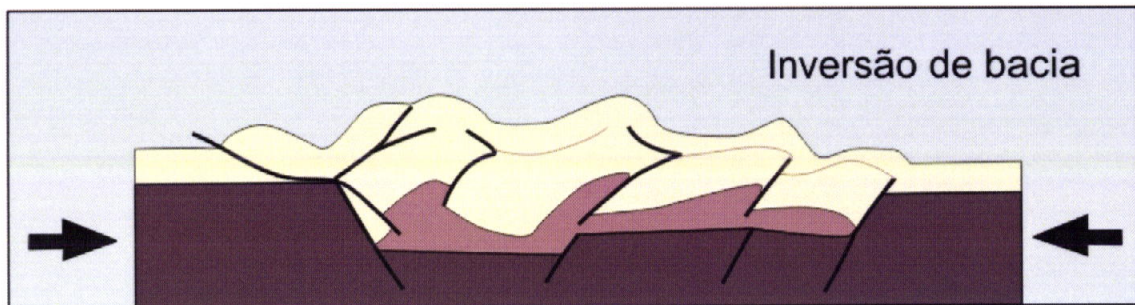
**Modelo de deformação pelicular:** (*thin skinned*) na frente de orógeno, envolvendo deslocamentos no nível de sal (Figura 57).



**Figura 57:** Modelo de tectónica salina em regime compressivo. Deformação pelicular (*thin skinned*) na frente do orógeno, envolvendo deslocamentos no nível do sal. (LETOUZEY *et al.*, 1995).

**Modelo de bacia intra-cratónica invertida:** O mecanismo iniciador é a contracção regional, perpendicular ou oblíqua a *grabens* pré-existentes (Figura 58). Se o encurtamento for oblíquo às falhas normais, estas serão reactivadas

como desligamento ou falhas *en échelon* sintéticas às antigas falhas normais do soco. Se o encurtamento for perpendicular a inversão origina dobras cavalgantes de baixo ângulo.



**Figura 58:** Modelo de tectônica salina em regime compressivo. Bacia intra-cratônica invertida. O mecanismo iniciador é a concentração regional, perpendicular ou oblíqua a *grabens* pré-existentes. (LETOUZEY *et al.*, 1995).

Nos modelos experimentais, em regime compressivo, o nível análogo à camada de evaporitos não perfura as charneiras dos anticlinais (VENDEVILLE & JACKSON, 1992a); ocorre um espessamento do núcleo do anticlinal ou a sua injeção nos planos de cavalgamento, sendo extremamente difícil perfurar coberturas sedimentares com comportamento frágil (KULLBERG, 2000).







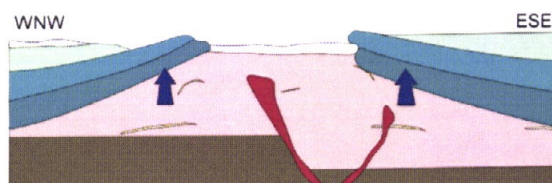
<b>ÉON</b>	<b>ERA</b>	<b>PER. SIST.</b>	<b>ÉPOCA SÉRIE</b>	<b>IDADE ANDAR</b>	<b>M.a.</b>
<b>FANEROZÓICO</b>	<b>MESOZÓICO</b>	<b>JURÁSSICO</b>	<b>MALM</b>	Titoniano	145.5
				Kimeridgiano	150.8
				Oxfordiano	155.7
			<b>DOGGER</b>	Caloviano	161.2
				Batoniano	164.7
				Bajociano	167.7
				Aaleniano	175.6
			<b>LIAS</b>	Toarciano	183.0
				Pliensbaquiano	189.6
				Sinemuriano	189.6
				Hetangiano	199.6
		<b>TRIÁSICO</b>	<b>Sup.</b>	Retiano	
				Noriano	
				Carniano	228.0
			<b>Méd.</b>	Ladiniano	
				Anisiano	245.0
			<b>Sup.</b>	Olenequiano	
				Induano	251.0
	<b>PALEOZÓICO</b>				



**Universidade de Évora**

***O Diapiro da Caldas da Rainha  
no Contexto da Educação Ambiental***

***ROTEIRO SOBRE A HISTÓRIA GEOLÓGICA DE UMA  
REGIÃO***



*Cristina Maria Ramos Arneiro  
Orientador: Professor Doutor Rui Dias  
Co-orientador: Professor Doutor Pedro Terrinha*

**2005**



**Universidade de Évora**

***O Diapiro da Caldas da Rainha  
no Contexto da Educação Ambiental***

***ROTEIRO SOBRE A HISTÓRIA GEOLÓGICA DE UMA  
REGIÃO***

*Cristina Maria Ramos Arneiro  
Orientador: Professor Doutor Rui Dias  
Co-orientador: Professor Doutor Pedro Terrinha*

**2005**



# ROTEIRO SOBRE A HISTÓRIA GEOLÓGICA DE UMA REGIÃO

## ÍNDICE

INFORMAÇÕES /ALOJAMENTO.....	2
1 – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO.....	4
1.1 – BACIA LUSITANIANA .....	5
1.2 – LITOLOGIA .....	7
1.3 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA .....	9
1.3.1 - GÉNESE DO DIAPIRO DAS CALDAS DA RAINHA .....	10
1.3.2 - GÉNESE DA SERRA DOS CANDEEIRO.....	11
1.3.3 - GÉNESE DA PLATAFORMA DE ALJUBARROTA .....	11
1.3.4 - GÉNESE DO VALE TIFÓNICO DAS CALDAS DA RAINHA.....	12
1.4 – TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA .....	13
2 – CARTOGRAFIA GEOLÓGICA.....	14
2.1 – CARTAS GEOLÓGICAS.....	15
2.1.1 – Escala.....	15
2.1.2 – Legenda.....	15
2.1.3 – Corte Geológico.....	15
2.2 - BÚSSOLA .....	16
3 – ROTEIRO GEOLÓGICO.....	17
3.1 – SUGESTÕES .....	18
3.2 - ITINERÁRIO.....	19
3.2.1 – Cruzeiro – Miradouro .....	20
3.2.2 – Concha de São Martinho do Porto .....	21
3.2.3 – Trilho dos Dinossauros .....	24
3.2.4 – Miradouro - Falésias .....	28
3.2.5 – Perfil de Praia .....	30
3.2.6 – Pedra Furada.....	32
3.2.7 – Ao longo da Pista Pedonal.....	33
3.2.8 – Pedreira do Zambujal.....	34
3.2.9 – Vista sobre o vale tifónico .....	35
3.2.10 – Castelo de Óbidos .....	36
3.2.11 – Sobral da Lagoa.....	37
4 - GLOSSÁRIO .....	38
5 – BIBLIOGRAFIA .....	39



## INFORMAÇÕES /ALOJAMENTO

### **ALOJAMENTO:**

Para pequenos grupos de alunos:

Centro Ecológico Educativo do Paul da Tornada – Associação PATO

#### **Morada**

Rua Paul de Tornada

2500-315 Caldas da Rainha

Telefone/Fax: 262 881 790

Telemóvel: 967 224 448

### **CENTRO DE SAÚDE DAS CALDAS DA RAINHA:**

Rua Prof. Abílio M. Barreto

2500 Caldas da Rainha

Telefones: 262 831038; 262 832647.

### **BOMBEIROS VOLUNTÁRIOS DE CALDAS DA RAINHA:**

Rua 31 de Janeiro

2500 Caldas da Rainha

Telefones: 262 840 550; 262 837 540; 262 833 333.

### **GNR**

Rua Fr. Jorge S. Paulo

2500 Caldas da Rainha

Telefones: 262 832 022; 262 830 023

### **PSP**

Rua Almirante Cândido dos Reis, S/N

2500 - 125 Caldas da Rainha

Telefones: 262 832 022; 262 830 023



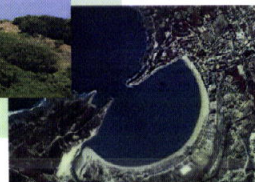
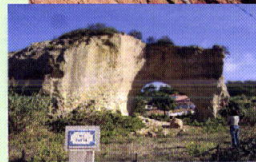


O principal objectivo deste roteiro é dar a conhecer o património geológico da região entre São Martinho do Porto, Caldas da Rainha e Óbidos. Apresenta-se de forma sucinta, os factos mais relevantes da história da Terra, que influenciaram a sua evolução sedimentar e geomorfológica.

Pretende-se que este roteiro seja uma ferramenta a usar, não só, pelos amantes da natureza, como também, por professores do Ensino Básico e Secundário, no complemento das suas aulas, para estimular o interesse dos seus alunos para a descoberta da geologia e para as actividades ao ar livre.

A apresentação deste roteiro, para além de proporcionar o contacto com a natureza, promove também o convívio entre alunos e professores, fomentando um clima de empatia propício ao processo de ensino e aprendizagem, desejando-se, não só, a consolidação dos conhecimentos adquiridos na sala de aula, mas também, a estimulação do raciocínio espacial.

Tendo em conta que a terminologia geológica passa pela utilização de termos técnicos, apresenta-se um pequeno glossário, algumas caixas de texto e imagens ao longo do roteiro que possibilitam uma melhor utilização por quem não tem um conhecimento aprofundado sobre o tema.





## 1 – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO



## 1.1 – BACIA LUSITANIANA

Durante o Jurássico (145-200 M.a.) ocorreu a separação da Pangeia (Figura 1) e individualizaram-se os cinco continentes actualmente existentes.

A separação da Europa do continente Americano levou à instalação de vários *rifts* na margem ocidental portuguesa (Figura 2).

A actividade destes *rifts* fez com que a crosta continental se rompesse gerando a crosta oceânica – O Oceano Atlântico tinha nascido.

Este facto fez com que o *rift* da margem portuguesa não evoluísse originando apenas uma depressão à qual chamamos Bacia Lusitaniana (Figura 3).

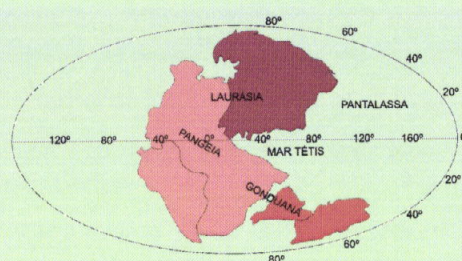


Figura 1: Durante a fracturação da Pangeia há 200 M.a. atrás.

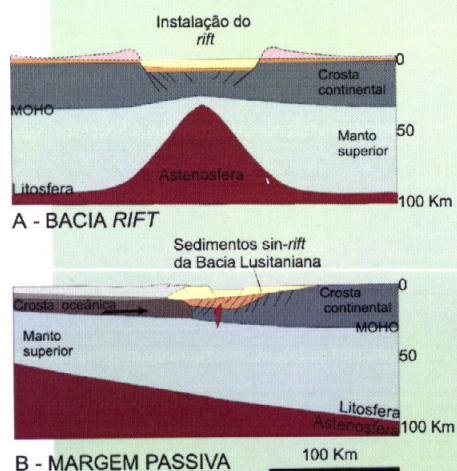


Figura 3: A - Instalação do *rift* formando uma bacia de *rift*. B – O *rift* do Atlântico prevalece levando à formação uma bacia tipo passiva na margem portuguesa.

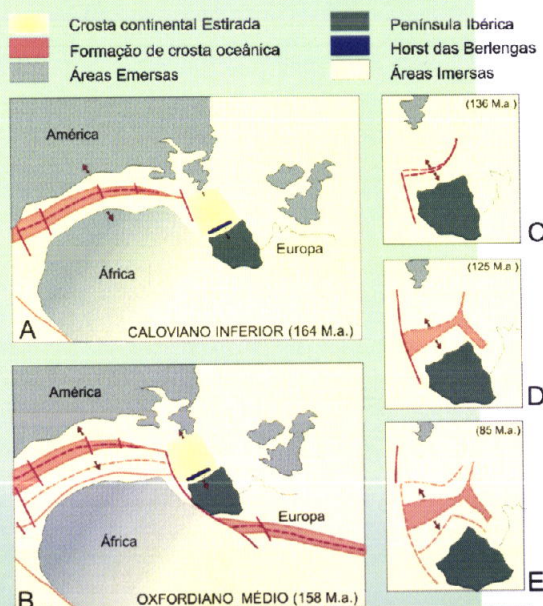


Figura 2: Esquematização de algumas fases da abertura do Oceano Atlântico (entre 85 a 164 M.a.).



A Bacia Lusitaniana está situada no bordo a Oeste da Península Ibérica. Constitui uma depressão alongada segundo uma orientação NNE-SSW (Figura 5).

Os seus limites são:

- A lado Este pela falha Porto-Tomar, Arrife e Setúbal - Novo;
- A Sul pelo canhão de Setúbal;
- A Oeste pelo *horst* das Berlengas.

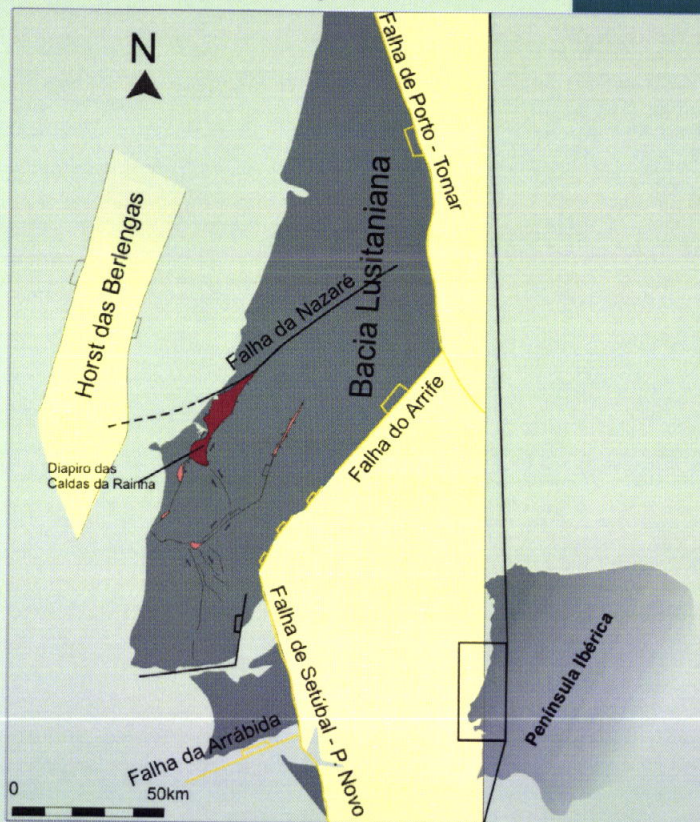


Figura 5: Limites da Bacia Lusitaniana e das falhas que constituem fronteiras internas importantes, ao longo da sua evolução (adaptado de KULLBERG, 2000).

Figura 4: *Horst* Bloco soerguido entre falhas paralelas ou sub-paralelas.





## 1.2 – LITOLOGIA

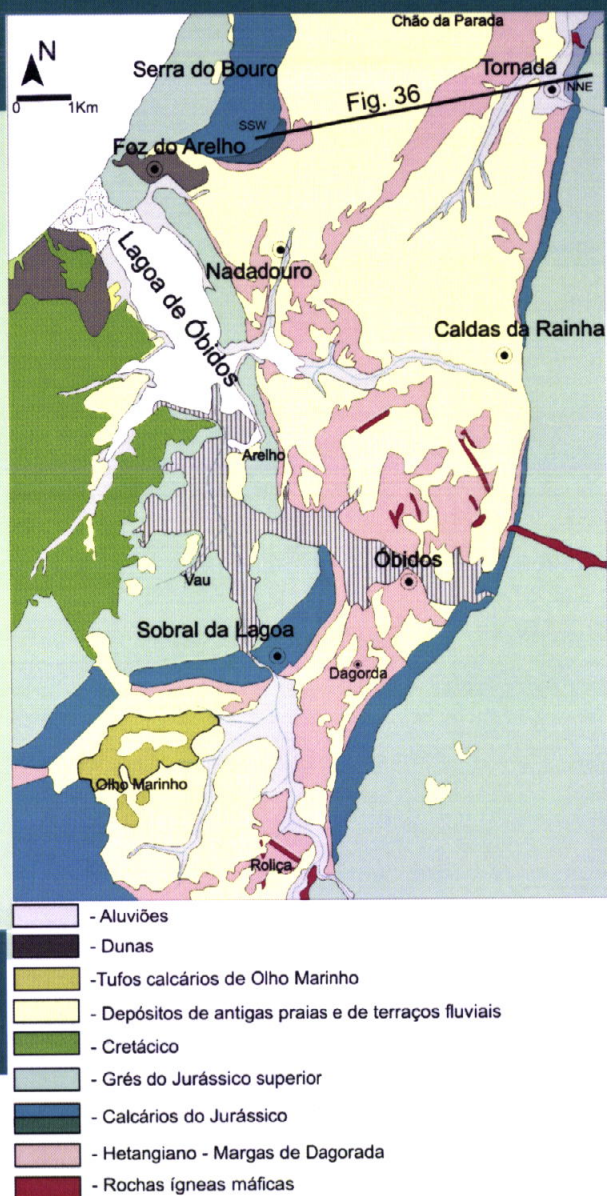
A evolução litológica da região das Caldas da Rainha está intimamente ligada com a formação da Bacia Lusitaniana e com as variações eustáticas.

As variações eustáticas dependem, sobretudo de dois factores: a abertura do oceano Atlântico e as variações climáticas.

Podemos considerar dois tipos de ciclos: os transgressivos, com a subida do nível do mar e os regressivos com a descida do nível do mar.

A evolução das Bacia Lusitaniana, passa por períodos de subsidência (descida) e de levantamento, permitindo juntamente com os ciclos regressivos/transgressivos a deposição de sequências carbonatadas ou detríticas.

Figura 6: Representação simplificada da geologia na Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, folha 26-D, Caldas da Rainha. (adaptado de Zbyszewski, 1959, INETI).





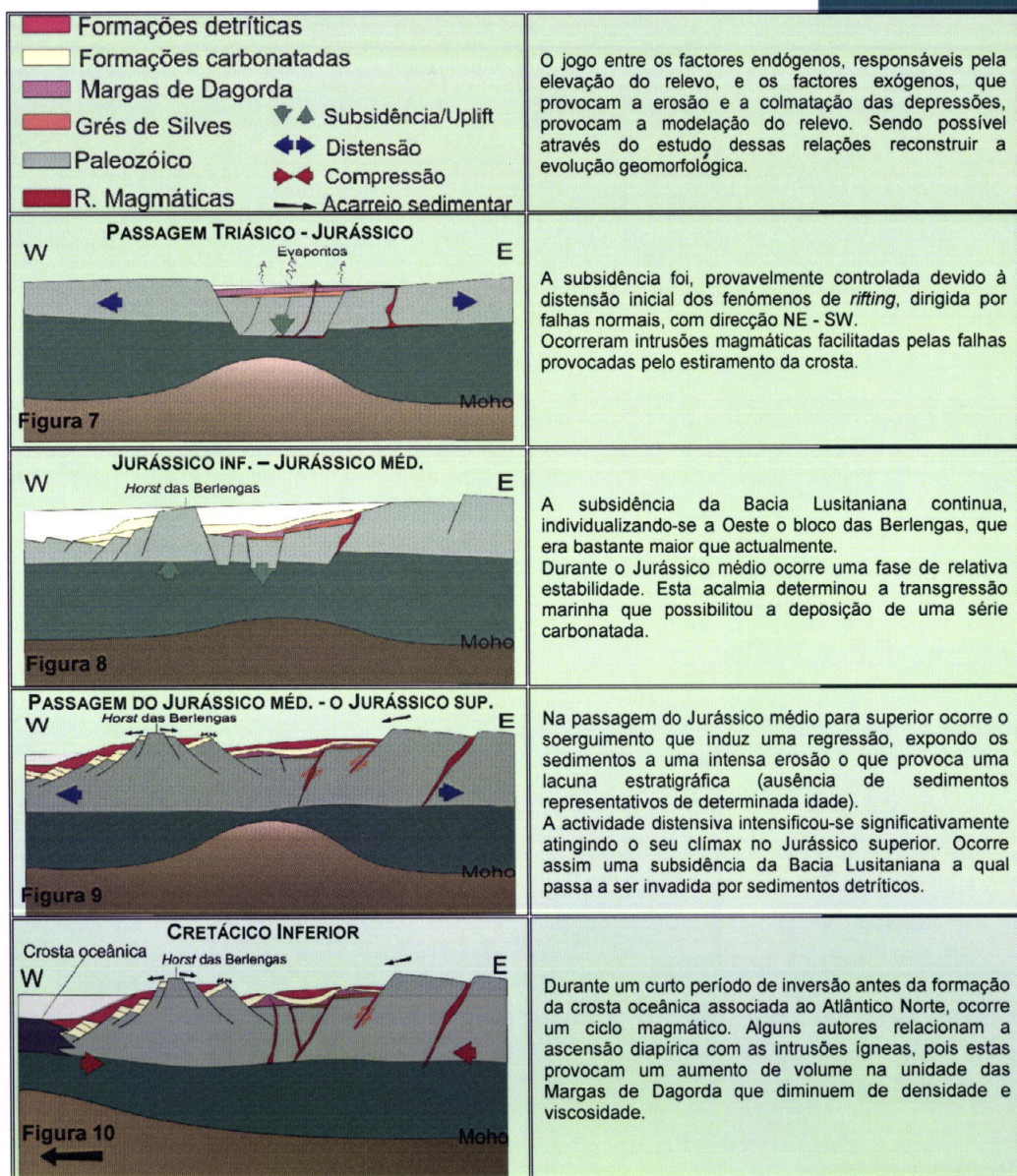
## DESCRIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES LITOLÓGICAS

UNIDADES	DESCRIÇÃO	PALEOAMBIENTE
ALUVIÕES DUNAS DEPÓSITOS DAS ANTIGAS PRAIAS - PLIO- PLISTOCÊNICO (0.0115 - 1.806 M.a)	Vestígios de antigas praias são conhecidos no litoral, bem como na periferia da Lagoa de Óbidos. Os terraços quaternários existem nos vales dos vários rios que atravessam o vale tifónico. Os aluviões ocupam o fundo dos vales dos rios que desaguam na baía de S. Martinho do Porto e na lagoa de Óbidos, que eram ocupados por braços de mar.	Tratam-se de formações que se depositaram nas depressões profundamente escavadas, no litoral, durante a glaciação do Würm (15 000 anos).
GRÉS SUPERIORES COM VEGETAIS E DINOSAURIOS Topo do Jurássico sup. (145.5-155.7 M.a.)	Esta unidade é constituída essencialmente por arenitos contendo níveis conglomeráticos, argilas e calcários margosos.	Durante o final do Jurássico a Bacia Lusitaniana foi sujeita a uma acentuada diferenciação batimétrica que se reflectiu na sua sedimentação. Esta teve lugar sobre uma planície aluvial/deltaica e em regime fluvial meandrizado.
LUSITANIANO CAMADAS DE ALCobaça CAMADAS DE MONTEJUNTO Base do Jurássico sup. (150.8 - 158 M.a.)	A Formação de Montejunto é constituída por calcários de cor cinzenta-claro e amarelo hemipelágicos de grão fino micríticos compactos a oolíticos passando a margosos. A Formação de Alcobaça representa uma série marinho-salobra, constituída por calcários margosos e margas mais ou menos arenosas. O carácter detritico acentua-se em direcção ao topo da unidade.	Durante a base do Jurássico superior, o material de tipo siliciclástico invadiu a Bacia, resultando o desenvolvimento de uma sedimentação mista, umas vezes mais carbonatada, outras mais siliciclástica. Durante o Oxfordiano o ambiente marinho de plataforma interna, passa a ser de plataforma siliciclástica-carbonatada de pequena profundidade.
SÉRIE CARBONATADA Jurássico médio (161.2 - 171.6 M.a.)	Unidades carbonatadas que podem variar na cor desde amareladas, brancas ou cinzentas. Podem apresentar oólitos com ou sem secções de algas ou fragmentos de crinóides	De um modo geral o Jurássico médio corresponde a uma fase de acalmia tectónica entre duas fases de <i>rift</i> , permitindo a sedimentação de uma espessa série carbonatada. A alternância de fácies carbonatadas deve-se a diferentes ambientes de acalmia/agitação.
MARGAS DE DAGORDA Base do Jur. inf. (Hetangiano) (196.5-199.6 M.a.)	Unidade constituída por margas, argilas salíferas e gessosas que podem ser avermelhadas, esverdeadas e, muitas vezes, acinzentadas. Intercaladas existem unidades de calcários dolomíticos e calcários margosos que formam alinhamentos de cabeços no meio do vale tifónico.	Da evaporação das primeiras águas que inundaram a Bacia Lusitaniana, depositou-se por precipitação a halite (NaCl) que é o mineral fundamental do sal-gema. Outro mineral que aparece sob a forma de evaporito é o gesso (CaSO <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O).





### 1.3 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA





### 1.3.1 - GÉNESE DO DIAPIRO DAS CALDAS DA RAINHA

De todos os diapiros da Bacia Lusitaniana o diapiro das Caldas da Rainha é o que apresenta maior expressão superficial, com largura média de 5 Km e comprimento de 45 Km. Este estende-se desde a zona a Este da península de Peniche até à zona Norte de Roliça seguindo uma direcção NNE-SSW (Figura 5).

Ao longo da Bacia Lusitaniana existe uma série de diapiros que têm origem na mesma unidade sedimentar – as Margas de Dagorda; esta unidade é responsável pela tectónica salina, ocorrida durante o Mesozóico.

A unidade Margas de Dagorda sedimentou durante o Jurássico inferior e é composta por margas, argilas salíferas e margas gessosas que lhe conferem menor densidade relativamente às formações carbonatadas superiores.

O diapiro originou uma estrutura em forma de domo que empurra todas as camadas superiores formando um anticlinal (Figura 11). Mais tarde, a erosão e a tectónica do plisto-pliocénico encarregam-se de formar o vale tifónico.

**Mesozóico:** Era Geológica, incluída entre 251 – 65 M.a. e que compreende os períodos Triásico, Jurássico e Cretácico

**Diapiro:** é um domo formado pela ascensão de matérias menos densas (sal, gesso, lamas, entre outros)

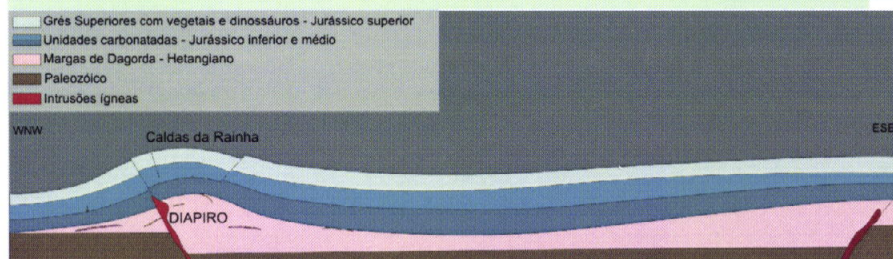


Figura 11: Corte interpretativo da Bacia Lusitaniana na zona das Caldas da Rainha. Durante a passagem Jurássico/Cretácico ocorre uma série de acontecimentos que permitiram a ascensão da massa evaporítica formando o diapiro das Caldas da Rainha e de grande parte dos diapiros que afloram na Bacia Lusitaniana.



### 1.3.2 - GÊNESE DA SERRA DOS CANDEEIROS

A colisão das placas África/Ibéria atinge o seu máximo em Portugal durante o Miocénico (5-23 M.a.), promovendo, não só a formação do Maciço Calcário Estremenho, mas também, do sistema das Serras Lousã/Estrela e da Arrábida.

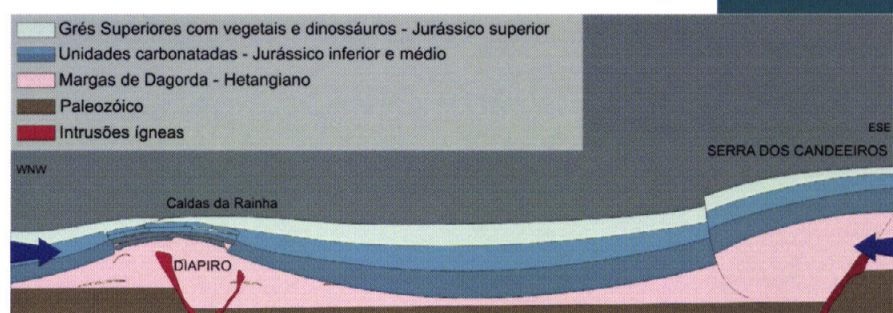


Figura 12: Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha e da Serra dos Candeeiros durante a colisão África/Ibéria.

### 1.3.3 - GÊNESE DA PLATAFORMA DE ALJUBARROTA

A Plataforma de Aljubarrota estende-se entre a Serra de Candeeiros e o diapiro das Caldas da Rainha. Esta superfície erosiva encontra-se talhada em formações calcárias do Jurássico médio e das sequências areníticas e margosas do Jurássico superior.

A sua origem está intimamente ligada com a abrasão marinha que é evidenciada pelos depósitos de fácies marinhas, com areias quartzosas e calhaus rolados de quartzo e quartzito, encontrados desde a vertente Oeste da Serra dos Candeeiros (Figura 13).

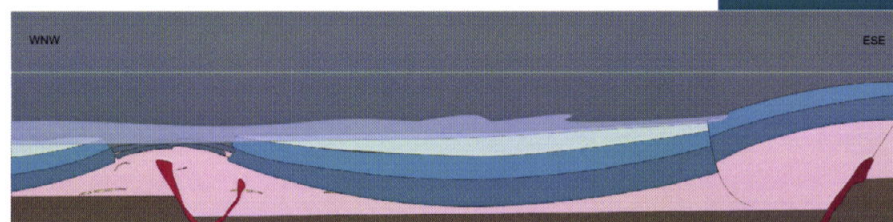


Figura 13: Corte interpretativo da zona das Caldas da Rainha e da Serra dos Candeeiros durante os períodos transgressivos pliocénicos, responsáveis pela abrasão da Plataforma de Aljubarrota.





### 1.3.4 - GÊNESE DO VALE TIFÔNICO DAS CALDAS DA RAINHA

O vale tifónico das Caldas da Rainha terá começado a desenvolver-se após a sedimentação dos depósitos marinhos Pliocénicos (2.5 – 3.6 M.a.) que revestiam toda a área até à encosta Oeste da Serra dos Candeeiros (Figura 14).

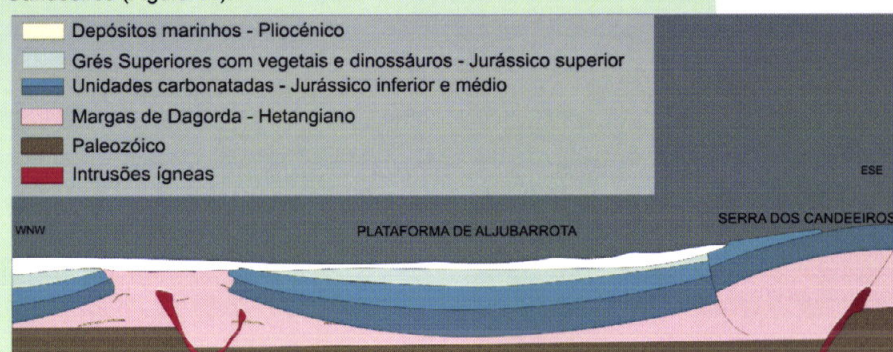


Figura 14: Corte interpretativo do alinhamento diapiro das Caldas da Rainha-Serra dos Candeeiro, após a transgressão Pliocénica.

O facto dos depósitos pliocénicos no interior do vale tifónico não apresentarem espessuras superiores aos depósitos exteriores da plataforma de Aljubarrota, indica que o afundamento relativo não é contemporâneo aos depósitos, mas sim, posterior.

A depressão tectónica ocorre após a sedimentação Pliocénica. A sua génese está relacionada com os levantamentos isostáticos (Figura 15). Estes são impulsionados pelo campo de forças compressivas originados pela formação de crosta oceânica no oceano Atlântico.

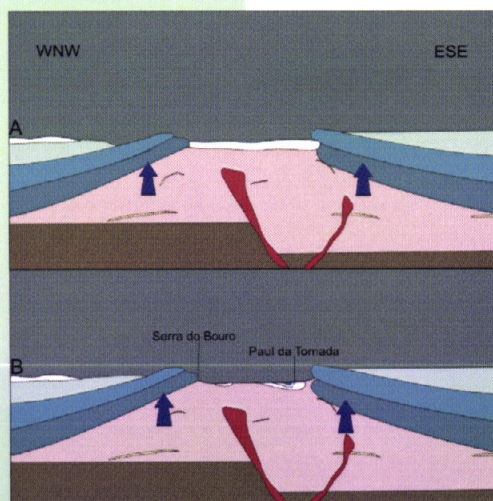


Figura 15: Levantamentos isostáticos originados pelas tensões compressivas provocadas pela abertura do Atlântico Norte.





## 1.4 – TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA

Com base no estudo estratigráfico e biostratigráfico foram induzidos alguns dos acontecimentos importantes da história evolutiva da Terra.

ERA/PERÍODO	ÉPOCA	M.a.	ACONTECIMENTOS IMPORTANTES
<b>CENOZÓICO</b>	<b>TERCIÁRIO</b>	Holocénico	Fauna e Flora semelhante à actual
			Aparecimento do Homem
		Plistocénico	Giações/Intergiações
		1.806	Aparecimento de cavalos e bois
		Pliocénico	O campo de tensões compressivo levou à formação do sistema Serras Lousã/Estrela, do Maciço Calcário Estremenho, e da Serra da Arrábida, entre outros
	<b>Paleogénico</b>	5.332	Posição do Continentes semelhante à actual
		Miocénico	Colisão entre a placa Africana e Europeia
			Aparecimento dos homínidos
			Formação de Montanhas (Himalaias; Alpes)
		23.03	
		Oligocénico	
<b>MESOZÓICO</b>	<b>CRETÁCICO</b>	33.9	Separação da Austrália da Antártida
			Formação dos Pirinéus
	<b>JURÁSSICO</b>	Eocénico	Fim da abertura do Atlântico Norte
		58.8	Grande diversificação dos mamíferos
			Primeiros Primatas
		65.5	Extinção de Amonites, Belemnites e Dinossauros
	<b>TRIÁSSICO</b>	Superior	
		99.6	Primeiras angiospérmicas
		145	Abertura do Atlântico Sul
			Aparecimento Monocotiledóneas e Dicotiledóneas
<b>MESOZÓICO</b>	<b>JURÁSSICO</b>	161	Abertura do Golfo da Biscaia, a Norte da Península Ibérica
			Lacuna sedimentar (Caloviano/Oxfordiano)
		175	Fase de rift a Bacia Lusitaniana continua a abrir depositam-se as formações calcárias
			Fase acalmia na abertura do Oceano Atlântico – depósitos calcários na Bacia Lusitaniana
	<b>TRIÁSSICO</b>	200	Afastamento da Laurásia da Gondwana
			Separação da (Austrália+Antártida) e da Índia da Gondwana
			Expansão das amonites
		228	Primeira fase de rift, da Bacia Lusitaniana onde se depositam-se as Margas da Dagorda
			Aparecimento das primeiras aves
			Fragmentação do grande continente – Pangeia
<b>MESOZÓICO</b>	<b>JURÁSSICO</b>		Aparecimento dos primeiros dinossauros
		251	Extinção dos trilobites, goniatites, entre outros



## 2 – CARTOGRAFIA GEOLÓGICA





A cartografia geológica é um ramo da Geologia que se dedica ao registo das rochas de determinado lugar sobre uma carta topográfica onde esta apresenta a informação sobre a altimetria da superfície.

## 2.1 – CARTAS GEOLÓGICAS

As Cartas Geológicas são a base de trabalho dos geólogos. Através destas pode calcular-se a arquitectura tridimensional das estruturas geológicas, as suas relações e até a história de como essas formações evoluíram e de como a paisagem foi modelada através dos tempos. Além disso são documentos fundamentais para a prospecção e exploração de matérias-primas e de fontes de energia, para a escolha de locais destinados à implantação de grandes obras de engenharia; prospecção e preservação das águas subterrâneas; a análise de riscos geológicos para o planeamento e ordenamento do território entre outras.

### 2.1.1 – Escala

A escala traduz a razão (quociente) constante entre a medida do segmento que, na carta une dois pontos quaisquer e a distância no terreno entre os mesmos pontos, expressos na mesma unidade de medida. Assim, uma escala 1/50 000 ou 1:50 000 significa que:

1 Milímetro, 1 centímetro, 1 decímetro... medido na carta corresponde, respectivamente, a 50 000 milímetros (50 metros), 50 000 centímetros (500 metros), 50 000 decímetros (5000 metros)... no terreno.



#### Problema 1:

Por exemplo existem Cartas Geológicas à escala 1/50 000. Isso significa que um centímetro do papel corresponde a:

- 500 metros;
  - 50 metros;
  - 5000 metros;
- (assinala a resposta certa)

### 2.1.2 – Legenda

São as manchas de cores utilizadas para representar determinado tipo de rocha ou formação.

### 2.1.3 – Corte Geológico

Um corte geológico é uma representação vertical das formações rochosas e de como estas estão dispostas abaixo da superfície.

Estes são realizados através da interpretação das cartas geológicas, de perfis sísmicos e sondagens bem como de observações realizadas directamente no terreno.





## 2.2 - BÚSSOLA

A bússola é um instrumento com uma agulha magnética, que oscila livremente no plano horizontal, paralelamente ao campo magnético terrestre local. A agulha gira em torno de um eixo e através sobre uma escala graduada permitindo a medição da direcção. É um utensílio de extrema importância para os geólogos, pois é através dela que se registam as atitudes dos planos (direcção e inclinação) das diversas camadas geológicas ou das falhas e numa posterior análise destes dados sobre a Carta Geológica faz-se a interpretação das estruturas abaixo do solo a três dimensões.

### COMO DETERMINAR A ATITUDE DE UM PLANO COM UMA BÚSSOLA

#### Para medir a direcção:

1. Coloque a base da bússola num plano horizontal – Figura 16 linha 2;
2. Encoste um dos lados longitudinais da bússola ao plano estrutural (PE), mantendo-a horizontal (Figura 16 A).
3. Faça a leitura do menor ângulo entre o Norte da agulha magnética e o eixo longitudinal da bússola.
4. Registe os dados, por exemplo: N45° E.

#### Para medir a inclinação:

1. Alinhe a direcção E-W com o eixo longitudinal da bússola;
2. Coloque a base da bússola no plano estrutural (PE), na vertical - Figura 16 B;
3. Leia o valor da inclinação indicado pelo clinómetro;
4. Determine o quadrante ou ponto cardeal para o qual se verifica a inclinação do plano.
5. Registe o valor a seguir à direcção, por exemplo: N45°E; 60° NW

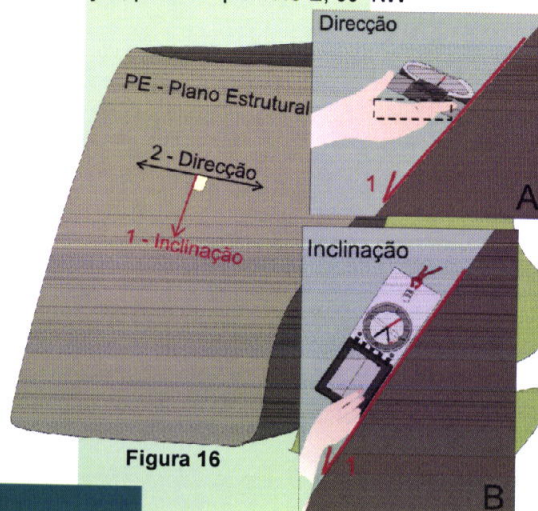


Figura 16

### 3 – ROTEIRO GEOLÓGICO



### 3.1 – SUGESTÕES

Após uma introdução prévia sobre a geologia da região e sobre cartografia, estarás apto a “viajar no tempo” nesta expedição.

Ao longo das paragens do roteiro vão ser realizadas tarefas adequadas a cada local, será utilizada uma simbologia para te elucidar sobre o que tens que fazer.

☑ - Usar roupa adequada, e o mais confortável possível e tendo em conta que existem locais ventosos.

☑ - Levar máquina fotográfica.

☑ - Material:

- Caderno de campo,
- Lápis e borracha;
- Bússola de geólogo, (ao critério do professor)
- Martelo de geólogo, (ao critério do professor)
- Lupa; (ao critério do professor)
- Frasco com ácido clorídrico - diluição 10%, (ao critério do professor)
- Escala de *mohs*, (ao critério do professor)

☑ - Quando recolheres amostras certifica-te que não estás a destruir, e que o local fica intacto, para quando outros o quiserem estudar.

☑ - Algumas das paragens são localizadas junto a falésias, ter o cuidado necessário para evitar acidentes.

### SIMBOLOGIA





## 3.2 - ITINERÁRIO







- 1 – Cruzeiro – Miradouro
- 2 – Concha de São Martinho do Porto – Sul
- 3 – Trilho de Dinossauros
- 4 – Miradouro – Falésias
- 5 – Perfil de Praia
- 6 – Pedra Furada
- 7 – Ao longo da Pista Pedonal
- 8 – Pedreiras Zambujal e Corujeira
- 9 – Vista sobre o vale tifónico
- 10 – Castelo de Óbidos
- 11 – Sobral da Lagoa

Figura 17: Itinerário com as várias paragens de interesse geológico e com dois percursos que poderás fazer de bicicleta.



3.2.1 – Cruzeiro – Miradouro

INTERESSE	Este é o ponto de partida de onde se pode explicar, de um modo geral a evolução geomorfológica da região. Observar: a Concha de São Martinho do Porto, o vale tifónico, a Plataforma de Aljubarrota e a Serra dos Candeeiros.
ACESSOS	Ao chegar Vila de Salir do Porto a indicação de Miradouro, leva-nos, por entre a povoação de casas brancas, ao local, onde existem umas escadas em calcário. No topo da escadaria, pode ser apreciada a paisagem.
TIPO DE TRILHO	Estradas asfaltada desde a N8 que liga Alfeizerão a Caldas da Rainha, até à cortada que dá acesso a Salir do Porto, entre o Km 66 a 67.
TRANSPORTE	<b>A pé:</b> Se estiver em Salir do Porto recomendo que não deixe de fazer o passeio. <b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 1 ou 2 da Figura 17. <b>Automóvel:</b> O acesso termina no início das escadas que permitem a subida ao Miradouro. <b>Autocarro:</b> O acesso termina no centro da povoação.
EQUIPAMENTO	Roupa confortável; agasalho para o vento.
DURAÇÃO	Uma vez no topo do miradouro, é o local ideal para uma breve explicação de história geológica da Região e a explicação da geomorfologia o que pode demorar cerca de 30 m.



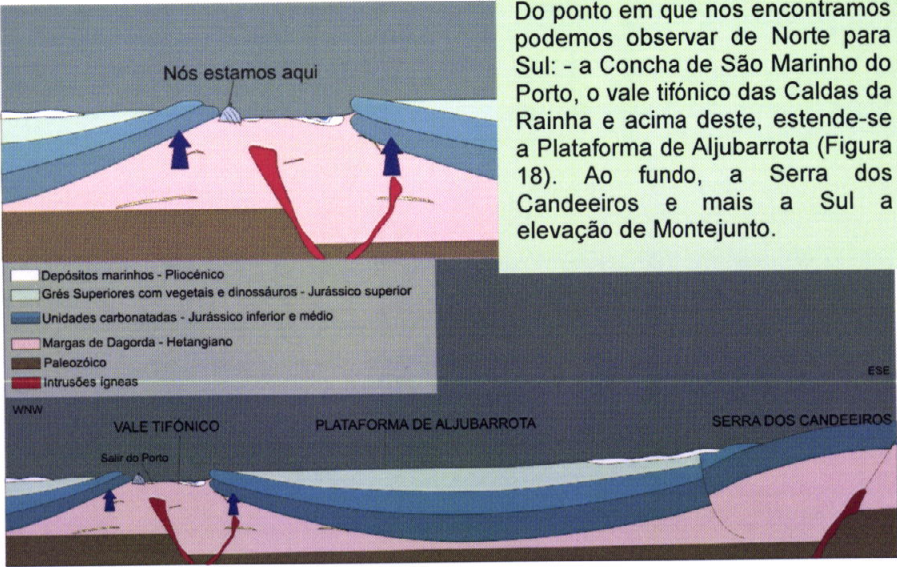


Figura 18: Interpretação estrutural de um corte entre Salir do Porto e o limite da linha do horizonte – a Serra dos Candeeiros.





### 3.2.2 – Concha de São Martinho do Porto

<b>INTERESSE</b>	Aconselha-se a consulta prévia de uma tabela de marés pois a passagem pode ser impedida quando a maré está alta. Observar um furo artesiano e perceber como funciona e porque ocorre nesta zona. Saber quais as causas que originaram a Concha de São Martinho do Porto. Identificar a unidade das Margas de Dagorda e reconhecer no seu interior o gesso.
<b>ACESSOS</b>	Até ao parque de estacionamento o acesso pode ser feito de carro, autocarro de bicicleta ou a pé. Desde o parque até ao furo artesiano o acesso é feito a pé.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estradas asfaltada até ao parque de estacionamento e carreiros até a furo artesiano.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>A pé:</b> Se estiver em Salir do Porto recomenda-se que não deixe de fazer o passeio. <b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 1 ou 2 da Figura 17 <b>Automóvel ou autocarro:</b> o acesso termina no parque de estacionamento.
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; calçado adequado e agasalho para o vento;
<b>DURAÇÃO</b>	1 hora



#### Problema 2:

Uma questão para pensares...  
Porque será que esta lagoa se parece com uma concha?

- Depósitos marinhos - Pliocénico
- Grés Superiores com vegetais e dinossauros - Jurássico superior
- Unidades carbonatadas - Jurássico inferior e médio
- Margas de Dagorda - Hetangiano

A forma peculiar da Concha de São Martinho do Porto é o resultado da erosão preferencial ao longo de uma falha.

A erosão marinha efectua-se sobretudo ao longo do plano de fraqueza (Falha F) nos calcários onde é criada uma entrada. Ao encontrar um material mais brando, como é o caso das Margas de Dagorda – o mar provoca uma erosão mais acentuada originando uma forma de concha.

A forma de concha é por isso a forma que as ondas assumem após passarem por uma abertura estreita, devido à refração das ondas (Figura 19).

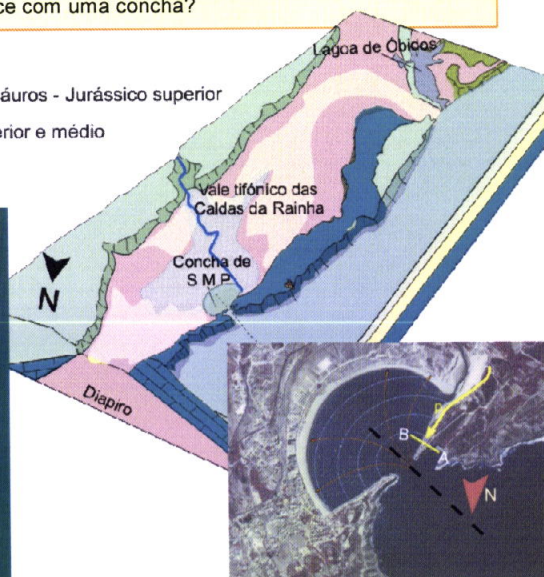


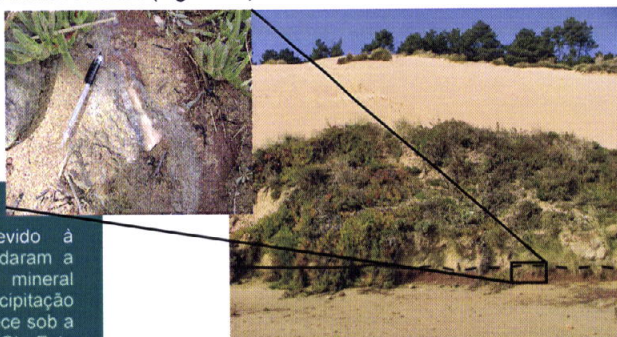
Figura 19: Esquema interpretativo do diapiro das Caldas da Rainha e pormenor da Concha de São Martinho do Porto.





Ao longo deste percurso podemos observar o contacto entre o diapiro formado pelas margas de Dagorda e os depósitos dunares mais recentes (Figura 21).

Figura 20: Pormenor da Unidade das Margas de Dagorda com intercalações de gesso.



### MARGAS DE DAGORDA

São rochas evaporíticas, formadas devido à evaporação das primeiras águas que inundaram a Bacia Lusitaniana. A halite ( $\text{NaCl}$ ) é o mineral fundamental do sal-gema e forma-se por precipitação de cloreto de sódio. Outro mineral que aparece sob a forma de evaporito é o gesso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Este sulfato de cálcio hidratado de cor branca amarelada e de baixa dureza pode ser utilizado como recurso na construção civil, em estuque e cimento.

Figura 21: Contacto entre o diapiro composto pela Unidade das Margas de Dagorda de cor vermelha/alaranjada e as areias das dunas.

Durante o percurso não é possível observar unidades carbonatadas pois estas estão sobrepostas pelos depósitos dunares (Figura 21).

Se a maré estiver a descer, nas areias eólicas podemos observar junto à água, as marcas de ondulação (*ripple marks*), provocadas pelas correntes. Também podemos encontrar este tipo de marcas provocadas pelos ventos (Figura 22).

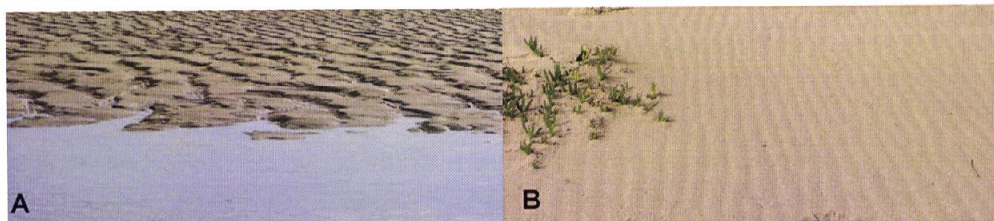


Figura 22: Exemplos de marcas de ondulação (*ripple marks*) formadas pelas correntes de maré (A) e pelos ventos (B).

Figura 23: Marcas de ondulação (*ripple marks*): são marcas nos sedimentos arenosos resultantes das correntes. As formas dos sulcos e das cristas subparalelas indicam a direcção das correntes.



Ao chegar perto das ruínas da antiga alfândega podemos observar a atitude das camadas inclinando, maioritariamente, para Oeste, e entre o caos de blocos podemos encontrar unidades inclinadas para Este (Figura 24).



### Problema 3:

Após desenhares um croqui do afloramento e medires algumas atitudes, que hipótese sugeres para explicar a existência de unidades com inclinações para Este, quando o que seria de esperar era que todas a estruturas inclinassem para Oeste.

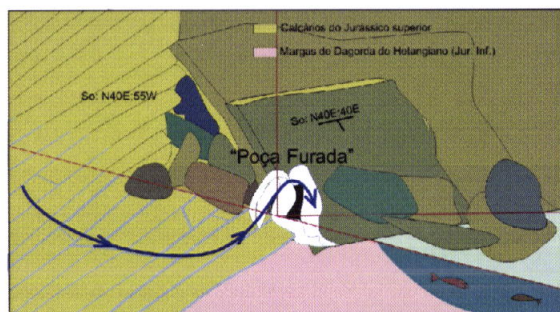


Figura 24: Interpretação estrutural junto ao furo artesiano localizado a Norte das ruínas da Alfândega.

### A HIPÓTESE QUE SUGERIMOS:

Após a formação do anticlinal, produzido pelo diapiro, ocorre, além da erosão da estrutura, o soerguimento dos flancos do anticlinal. Durante este processo, dá-se a fracturação de um grande bloco que quando caiu rodou, apresentando actualmente uma inclinação contrária à restante estrutura.

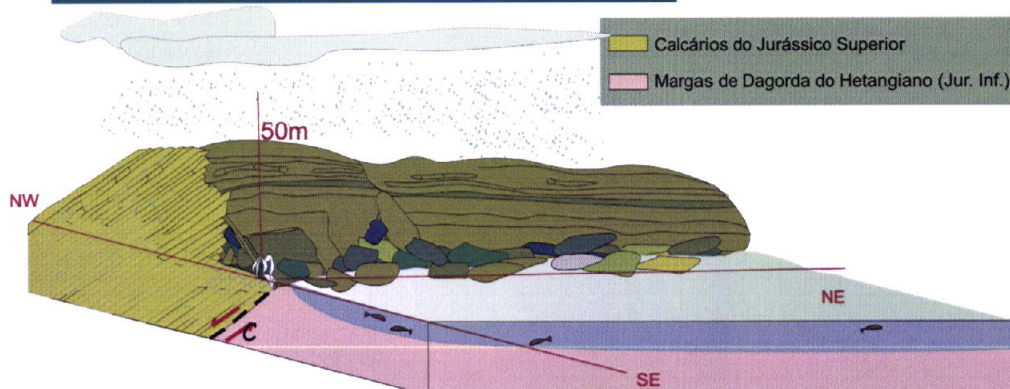


Figura 25: Interpretação esquemática da estrutura da Concha de São Martinho do Porto.



### Problema 4:

Através da tua análise do afloramento e com a ajuda da interpretação da Figura 25 como é que explicas o aparecimento da fonte "Poça Furada"?

### A PERCOLAÇÃO DA ÁGUA

O facto da exurgência escorrer para o lado contrário à inclinação da estrutura tem a ver com o facto da estrutura se encontrar bastante fracturada. As fracturas servem de condutas que transportam a água para Este.





### 3.2.3 – Trilho dos Dinossauros

<b>INTERESSE</b>	Compreender como aparecem nas rochas as pegadas de dinossauros.
<b>ACESSOS</b>	Na estrada que liga Salir do Porto a Foz do Arelho, quando a povoação de Salir termina, na primeira cortada de terra batida à direita. Quando se chega junto aos afloramentos existem setas a indicar o caminho.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estrada asfaltada e caminho de terra batida.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>A pé:</b> no percurso de terra batida. <b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 1 ou 2 da Figura 17 <b>Automóvel:</b> o acesso termina após 500 m na estrada de terra batida. <b>Autocarro:</b> o acesso termina no início da estrada de terra batida.
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento;
<b>DURAÇÃO</b>	30 minutos

Nesta paragem vamos seguir pistas de dinossauros.

Há cerca de 155 M.a., quando estas falésias ainda não estavam inclinadas, as rochas eram então uma espécie de lodo no fundo das lagoas. Manadas de dinossauros andavam então sobre essas lagoas de águas quentes, à procura de alimento.



#### Problema 5:

Como se formam as pegadas de dinossauros e como chegaram até aos nossos dias?

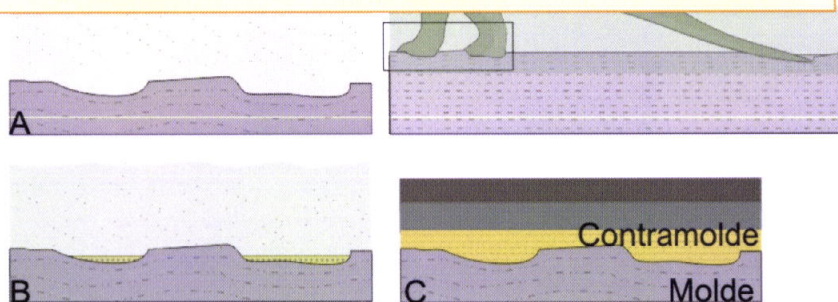


Figura 26: Nas águas calmas e pantanosas dos lagos e lagoas onde sedimentavam as películas de partículas era "carimbadas" as patas dos dinossauros à sua passagem.

A – Formação de moldes;

B – Preenchimento com novos sedimentos;

C – Diagénese – Formação de rocha compacta.





## PEGADA DE DINOSSAURO

Durante a sua vida os dinossauros foram deixando pistas que hoje podemos estudar, para perceber quais os comportamentos destes animais, parecidos com grandes répteis.

Através das pistas podemos saber a classe de dinossauro, a sua altura aproximada e a sua velocidade no momento em que se registaram as pegadas.

### ESTATURA DE UM DINOSSAURO:

Para medir a altura da perna tendo em consideração o comprimento da pegada utilizam-se expressões de proporcionalidade:

- Dinossauro bípedes pequenos ( $l < 25$  cm)  $h = 4,5 \times l$
  - Dinossauro bípedes grandes ( $l > 25$  cm)  $h = 5,5 \times l$
  - Dinossauro quadrúpedes  $h = 4 \times l$
- ( $l$  - comprimento da pegada e  $h$  - altura estimada da perna)

### VELOCIDADE DE UM DINOSSAURO

Para estimar a velocidade tendo em conta a distância entre as pegadas do mesmo pé (dmp) faz-se o cálculo através da fórmula:

$$V = 0.25 \times g^{0.5} \times dmp^{1.67} \times h^{-1.17}$$

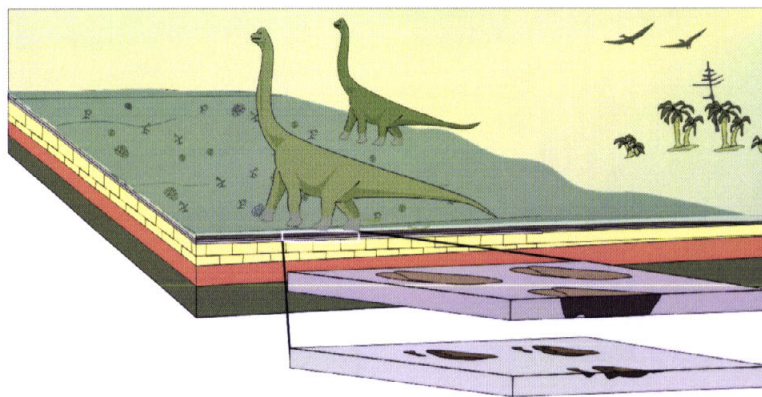


Figura 27: Quando se analisa uma pegada tem que se ter atenção se está erodida, para não se tirar conclusões erradas sobre a estatura do dinossauro.



TIPOS DE PEGADA DE DINOSSAURO (INCNÓFOSSIL)		
FORMA DAS PEGADAS	Redonda ou rectangular	SAURÓPODE
	Com três dedos TRIDÁCTILA	Com dedos redondos e curtos ORNITÓPODE
		Dedos bem separados IGUANODONTA
		Dedos próximos HADROSAURIA
		Pegadas grandes CARNOSAURIA
		Pegadas pequenas ( $1 \leq 25$ cm) COELUROSAURIA

Figura 28: Chave de identificação de pegadas de dinossauros, a barra de escala corresponde a 50 cm. (adaptada de BALDOR, 1996 & GILLETTE. *et al.*, 1989)





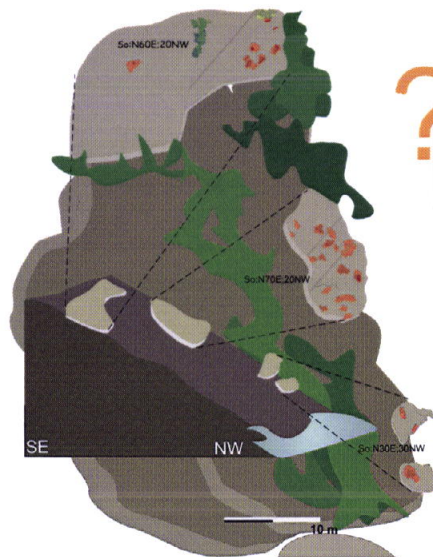


Figura 29: Esquema do afloramento.



**Problema 6:**

Analisado o quadro da Figura 28, tenta descobrir que tipos de dinossauros que originaram as pegadas das lajes destes afloramentos.

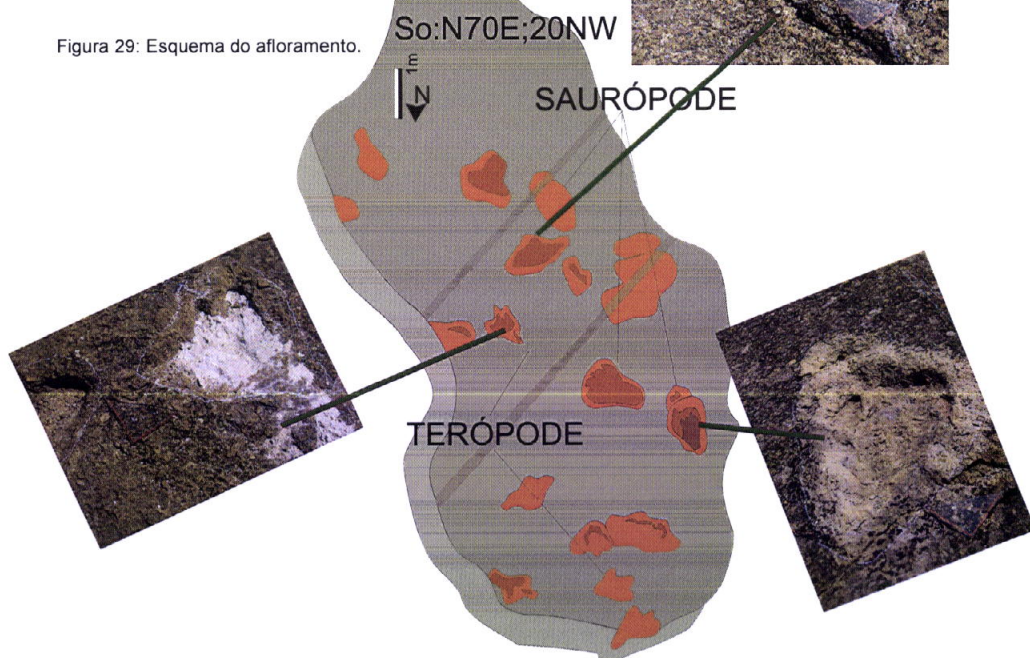


Figura 30: Esquema do afloramento em pormenor e algumas fotografias das pegadas.





### 3.2.4 – Miradouro - Falésias

<b>INTERESSE</b>	Observar a SW as Berlengas que são um bloco que ascendeu formando um <i>horst</i> . Analisar o risco geológico ao longo das falésias que apresentam o seu plano estrutural inclinado para Oeste. Observar a Norte os geradores eólicos que giram movidos pelo vento, uma fonte de energia renovável.
<b>ACESSOS</b>	Entre a estrada que liga Salir do Porto a Foz do Arelho, no miradouro que homenageia Nossa Senhora.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estrada asfaltada até ao miradouro. O caminho até à praia faz-se por um carreiro entre um caos de blocos.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 1 ou 2 da Figura 17. <b>Automóvel:</b> nos dias de maior ventania pode ser a melhor opção para um final de tarde a ver o por do sol sem sair do carro. Se o dia estiver agradável recomenda-se que explore o lugar. <b>A pé:</b> Recomendo após estar no local a descida à praia de calhau rolados.
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	Recomenda-se 1 hora para: Uma breve explicação sobre energias renováveis, riscos geológicos e tectónica de placas, a ascensão do bloco das Berlengas e se houver energia para uma descida à praia. No final destas actividades recomenda-se um lanche nas mesas do jardim.

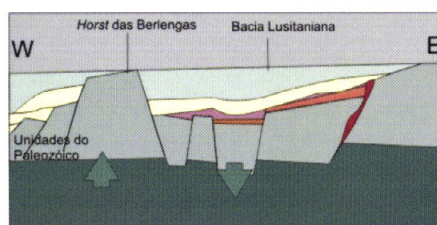


Figura 31: Interpretação esquemática sobre a Bacia Lusitaniana e o seu limite ocidental - Bloco das Berlengas.

#### Risco Geológico

O risco geológico é evidente nas encostas viradas para o mar, onde as unidades jurássicas apresentam o  $S_0$  ou plano de estratificação (PE) inclinado cerca de  $40^\circ$  W. A erosão da base do talude provoca a instabilidade das várias unidades que intercalam, sendo ora margo-carbonatadas ora margo-areníticas. Apresentam por isso comportamentos reológicos diferentes sendo os depósitos margo-areníticos mais friáveis (Figura 32).

#### Horst das Berlengas

Durante a abertura do oceano Atlântico ocorre a individualização da Bacia Lusitaniana, esta é formada por um sistema de blocos levantados (*horsts*) e abatidos (*grabens*), do qual o arquipélago das Berlengas constitui a última expressão emersa do prolongamento do soco na plataforma (RIBEIRO, *et. al.* 1979).

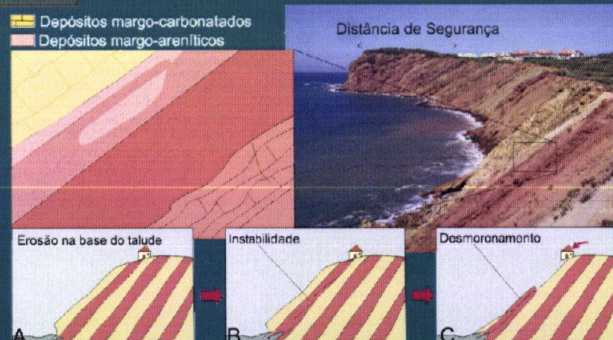
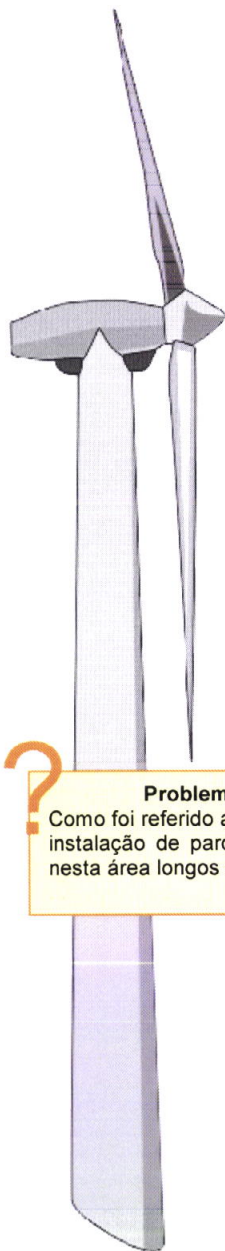


Figura 32: Risco Geológico nas arribas viradas para Oeste.

A – Erosão marinha da base do talude;  
B – A unidade arenítica não suporta o peso e cede, formando-se fracturas no seu interior paralelas ao plano de estratificação (PE) – Instabilidade;  
C – Ocorre o desmoronamento do talude.





## Energia Eólica...

O vento é uma abundante fonte de energia renovável, limpa e disponível em muitos lugares e isso faz dele uma das possíveis energias do futuro.

A topografia, pode influenciar direcção do vento, canalizando-o por corredores naturais, e impedindo-o de se propagar uniformemente. Isto faz aumentar a intensidade dos ventos em determinados locais, ideais para a localização dos geradores eólicos.

Alguns dos impactes ambientais menos positivos são: a alteração de habitats, nomeadamente relacionados com a rota de aves e mamíferos (migração e/ou alimentação) e a alteração da paisagem – impacto visual.

Estes aspectos menos positivos são tidos em conta na escolha do local mais apropriado para a localização dos parques eólicos.

Este local devido à sua elevação e devido a ser a primeira linha de costa tem óptimas condições para a localização de parque eólicos.



### Problema 7:






Como foi referido as zonas de linha de costa mais elevadas têm óptimas condições para a instalação de parques eólicos. Na tua opinião consideras que seria correcto implantar nesta área longos corredores de geradores eólicos.





### 3.2.5 – Perfil de Praia

INTERESSE	Observar algumas estruturas sedimentares em arenitos estabelecendo-se um relacionamento com o paleoambiente que lhe deu origem. Avaliar o risco geológico das construções sobre as dunas. Utilizar a bússola, pois a erosão marinha talhou as arebas evidenciando o $S_0$ (plano de estratificação).
ACESSOS	Para chegar a Foz do Arelho podem ser seguidas várias estradas, chega-se ao local estacionando junto à praia.
TIPO DE TRILHO	Estradas alcatroadas ao estacionamento junto ao areal. O caminho do perfil faz-se ao longo da praia para Norte.
TRANSPORTE	<b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 2 da Figura 17. <b>Automóvel:</b> pode estacionar no estacionamento que existe ao longo da praia o restante percurso faz-se... <b>A pé:</b> recomendo apreciar o passeio, ao longo do perfil exposto pela erosão marinha, caminhando para Norte.
EQUIPAMENTO	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
DURAÇÃO	1 hora.



#### ESTRUTURAS SEDIMENTARES

No Jurássico superior, localizado nas falésias a Oeste do diapiro e sobre o sinclinal de A. dos Francos a Este, é caracterizado por diversas fácies sedimentares que podem ser de três tipos – Quadro abaixo.

FÁCIES SEDIMENTARES	LITOLOGIA	ESTRUTURA	PALEOAMBIENTE
Lutíticas	Apresentam granulometrias (grãos) muito finas. Ex. argilas		Ambiente calmos
Arenosas	Arenito de grão grosseiro a fino; clastos dispersos; Base curva e erosiva; Arenito de grão médio a fino;	Estratificação cruzada em ventre; Superfícies internas erosivas; Estruturas de deformação por carga; Estratificação cruzada planar; Sedimentos depositados em estruturas inclinadas;	Condições de alto regime de fluxo das correntes; Variação das condições de regime de fluxo das correntes;
Heterólíticas	Alternância de arenito de grão médio a muito fino tipo argilas vermelhas;	Estratificação ondulada; Níveis arenosos com laminação cruzada planar ou em ventre; Morfologias de marcas de ondulação preservadas. Sequências granocrescentes; Bioturbação média a abundante;	Alternância de processos ora regimes com alta energia ora de ambientes calmos.





Existem evidências para admitir que o modelo sedimentar é composto por cones aluviais deltaicos associados em zonas proximais. Toda a dinâmica deste modelo deve-se aos movimentos tectónicos distensivos, com a ocorrência de diferenciações topográficas ou por transgressões e regressões que se verificam com a variação do nível do mar – Figura 33.

### ORGANIZAÇÃO INTERNA E FÁCIES DE CORPOS CANALIZADOS

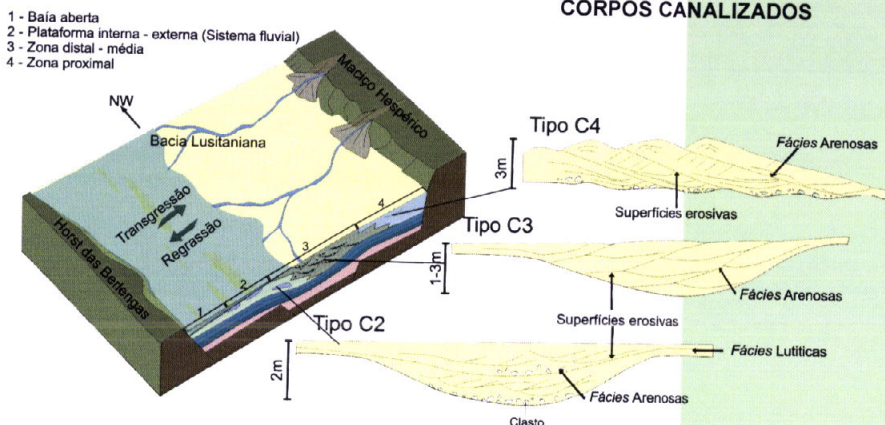


Figura 33: Interpretação do paleoambiente (antigo ambiente) gerador das estruturas sedimentares encontradas nos sedimentos actuais (segundo BERNARDES, 1992).

### RISCOS GEOLÓGICOS

Na sequência da última paragem podemos analisar as consequências de uma construção sem um estudo prévio de Riscos Geológicos inerentes à área pretendida.

Podem ser observadas algumas das habitações já sem apoio para os alicerces. A consequência mais gravosa, além das perdas de bens, é a perda de vidas humanas. A teimosia dos habitantes faz com que tentem remediar o problema com socorro de betão.








#### Problema 8:

Tenta identificar situações que apresentem algum risco para a população, relativamente às zonas de habitação.



### 3.2.6 – Pedra Furada

INTERESSE	Observar os efeitos da erosão, nos Grés superiores (Jurássico superior); Descobrir a Lagoa de Óbidos, no seu quotidiano. Um ecossistema onde a actividade piscatória interage com as cadeias tróficas; Compreender a adaptação estrutural das camadas superiores ao diapiro;
ACESSOS	Estrada que liga Foz do Arelho a Nadadouro.
TIPO DE TRILHO	Estradas asfaltadas até à Pedra Furada e ao longo do percurso até ao Moinho.
TRANSPORTE	<b>Bicicleta:</b> Pode fazer o percurso 2 da Figura 17. <b>Automóvel:</b> Fácil acesso.
EQUIPAMENTO	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
DURAÇÃO	40 minutos



Nesta paragem vais analisar a estrutura e a inclinação das unidades, desde a Pedra Furada até ao moinho e perceber que estas inclinam à medida que subimos na topografia (Figura 34).

**Problema 9:**  
Formula uma hipótese que justifique a maior inclinação das camadas.

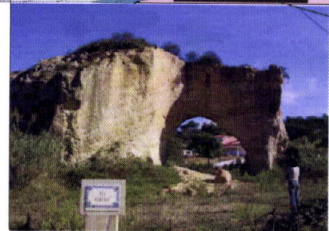
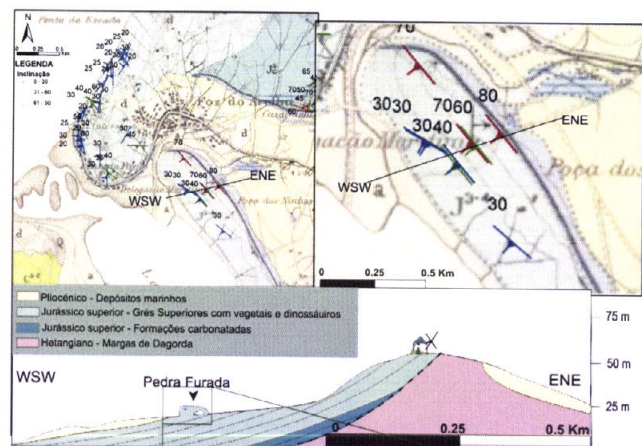


Figura 34: No percurso assinalado no mapa, é possível observar a aumento da inclinação para W da estratificação, o que indica maior aproximação do diapiro.





### 3.2.7 – Ao longo da Pista Pedonal

<b>INTERESSE</b>	Observar o contacto entre a unidade das Margas de Dagorda e a unidade mais recente do Plio-Plistocénico. Conhecer algumas formações litológicas: níveis conglomeráticos; lignitos; diatomitos; margas entre outros.
<b>ACESSOS</b>	Pista pedonal entre Foz do Arelho e Caldas da Rainha.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Pista pedonal asfaltada.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Bicicleta:</b> Ideal para se fazer. <b>Automóvel:</b> O estacionamento fica numa das extremidades do percurso ou junto às pedreiras da Corujeira, pois não há estacionamentos ao longo da estrada. <b>A pé - Dificuldade:</b> baixa
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	1 hora

A pista pedonal entre Foz do Arelho e Caldas da Rainha é um percurso ao longo do vale tífónico onde podemos encontrar o contacto entre unidades das Margas de Dagorda (Hetangiano – 200M.a) e os depósitos mais recentes do Plio-Plistocénico (2 a 3 M.a.). Embora apresentem um aspecto semelhante com cores avermelhadas e são bastante friáveis, ou seja, não apresentam um aspecto compacto elas têm um composição bastante diferente.



Figura 35: Contacto entre a unidade evaporítica (à direita) que ascende e que se encontra em contacto com as unidades superiores como é o caso dos depósitos do Pliocénico (à esquerda).



**Problema 10:** Na tabela abaixo identifica as características correspondentes a cada uma das unidades atrás descritas:

<b>CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES</b>	<b>Margas de Dagorda</b>	<b>Complexo Continental</b>
Margas, argilas salíferas e gessosas;		
Complexo detrítico com areias finas;		
Por vezes mais grosseiras e conglomeráticas;		
Avermelhados, esverdeados e acinzentados;		
Apresentam intercalações da argila, de lignitos e de diatomitos;		



### 3.2.8 – Pedreira do Zambujal

<b>INTERESSE</b>	Observar na pedreira de calcários do Zambujal (desactivada) o plano de estratificação, as diaclases e alguns fósseis de <i>Nerinea</i> (gastrópodes). Observar, quando se segue pelo caminho de terra batida, a panorâmica geral da extracção de calcários da Pedreira da Corujeira; Reflectir sobre quais as aplicações diárias da pedra extraída.
<b>ACESSOS</b>	Na estrada que passa em frente à Pedreira de Corujeira na direcção a Salir do Porto. Vira-se na primeira cortada à direita, num caminho de terra batida o percurso faz-se a pé até que se encontra uma pedreira abandonada.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Caminho de terra batida
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Bicicleta:</b> Ideal para se fazer. <b>Automóvel:</b> O estacionamento fica numa das extremidades do percurso ou junto às pedreiras da Corujeira, pois não há estacionamentos ao longo da estrada. <b>A pé - Dificuldade:</b> médio
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	Recomenda-se 1 hora;



#### LITOLOGIA

A Serra do Bouro é formada calcários brancos, por vezes oolíticos, passando a compactos e contendo alguns gastrópodes tais como *Nerinea* e *Pseudomelania*.

#### PALEOAMBIENTE:

O Jurássico médio corresponde a uma fase de acalmia tectónica entre duas fases de *rifting*, permitindo que uma espessa série carbonatada se depositasse, tipo rampa que apresenta o mesmo gradiente de inclinação desde o litoral até às águas profundas.

#### Para reflectir...

A nossa vida quotidiana depende de produtos derivados de recursos geológicos, provenientes dos recursos minerais, como o ferro e o volfrâmio; dos hidrocarbonetos, como o petróleo e o gás natural; dos recursos hídricos e de uma grande variedade de rochas.

O calcário é usado para vários fins: na construção civil em várias aplicações; na indústria alimentar, para branquear açúcar de beterraba; na indústria cosmética, por exemplo, como abrasivo na pasta dentes; na agricultura, como corrector da acidez dos solos; no branqueamento da pasta de papel e na metalúrgica em varias ligas.



#### Problema 11:

Se pensares, por exemplo na construção civil quais as utilizações que uma rocha como o calcário pode ter?



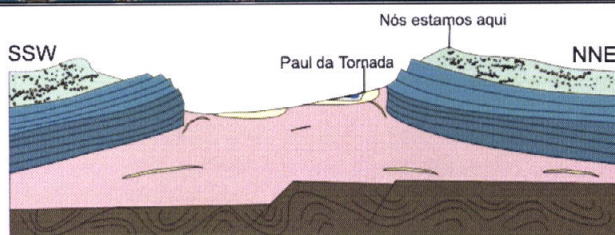


### 3.2.9 – Vista sobre o vale tifónico

<b>INTERESSE</b>	Reflectir sobre a escala do tempo e fazer um apanhado de evolução geodinâmica que deu origem à actual geomorfologia.
<b>ACESSOS</b>	Fica a Este do Paul da Tornada, na povoação de Coto, a melhor referência são as antenas emissoras de sinal para os telemóveis.
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estrada asfaltada e caminho de terra batida
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Bicicleta:</b> média a difícil. <b>Automóvel:</b> Aconselha-se estacionar após a chegada à estada de terra batida. <b>A pé:</b> cerca de 500m até ao placar descritivo.
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	Recomenda-se 30 minutos.



Figura 36: Interpretação esquemática do vale tifónico na zona da Tornada, com base no mapa da Figura 6.



#### Problema 12:

*Coloca por ordem do mais antigo para o mais recente os seguintes acontecimentos da evolução geodinâmica.*

Ocorre a instalação do <i>rift</i> na margem ocidental da Península Ibérica e formação da Bacia Lusitaniana;	
Separação da Europa da América - a crosta começa a estirar;	
No início do Mesozóico ocorre a fragmentação da Pangeia;	
Entrada do mar na Bacia Lusitaniana, o clima quente provocou a evaporação das águas e a precipitação de sal, carbonatos e argilas que deram origem à unidade das Margas de Dagorda – durante o Hetangiano – há cerca de 199 M.a.;	
Durante o Pliocénico devido a forças compressivas ocorre a ascensão das rochas encaixantes do diapiro originando o vale tifónico.	
Na passagem Jurássico/Cretácico o <i>rift</i> do Atlântico evolui e formar-se a crosta oceânica – o Atlântico Norte começa a abrir.	
O ciclo magmático que ocorre durante o Cretácico provoca o aquecimento das Magmas de Dagorda, aquecendo-as e provocando-lhes um aumento do volume e uma diminuição da densidade. Facto que condiciona a ascensão dos diapiros, ao longo de toda a Bacia Lusitaniana. (uma das hipóteses a ponderar pela comunidade científica)	
A ascensão de diapiros e a compressão originam as estruturas em anticlinal nas Caldas da Rainha e Rio Maior e sinclinal em A. dos Francos.	
Durante todo o Jurássico médio e superior nível das águas do mar condiciona a sedimentação, quando o nível das águas sobe e depositam-se as unidades carbonatadas, quando o nível das águas desce e os níveis detríticos são transportados, para dentro da bacia.	



### 3.2.10 – Castelo de Óbidos

<b>INTERESSE</b>	Observar o vale tifónico, local para reflectir sobre a escala do tempo e fazer um apanhado de evolução geodinâmica que deu origem à actual geomorfologia. Interpretar a estrutura em que assenta o Castelo de Óbidos.
<b>ACESSOS</b>	A subida até ao Castelo de Óbidos faz-se a pé em estradas asfaltadas;
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estrada asfaltada.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Bicicleta:</b> média <b>Automóvel:</b> existem parques de estacionamento, fora das muralhas; <b>A pé:</b> um passeio muito agradável através das ruas da cidade medieval de Óbidos;
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	Recomenda-se 30 minutos para a breve história geológica, caso não tenha realizado a paragem anterior e mais 30 minutos para a interpretação dos afloramentos.

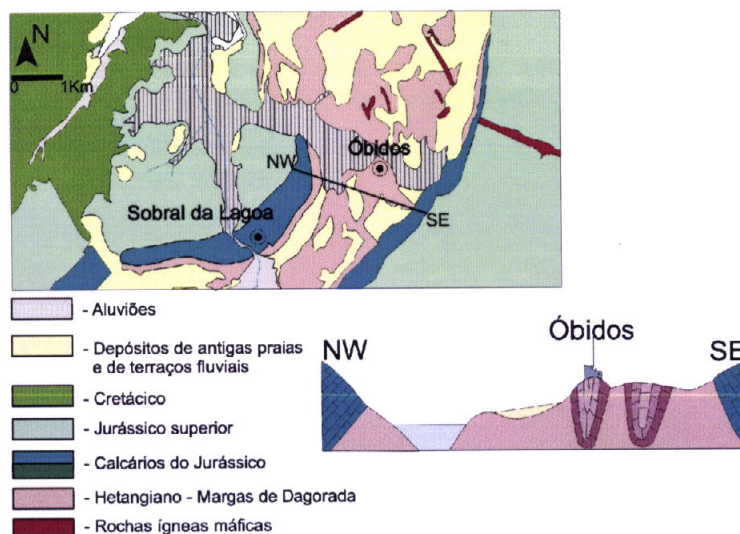


Figura 37: Interpretação esquemática do corte entre os flancos do diapiro, passando pelas formações carbonatadas da unidade das Margas de Dagorda que se encontram dobradas, formando um sinclinal. (adaptado de ZBYSZEWSKI, 1959)

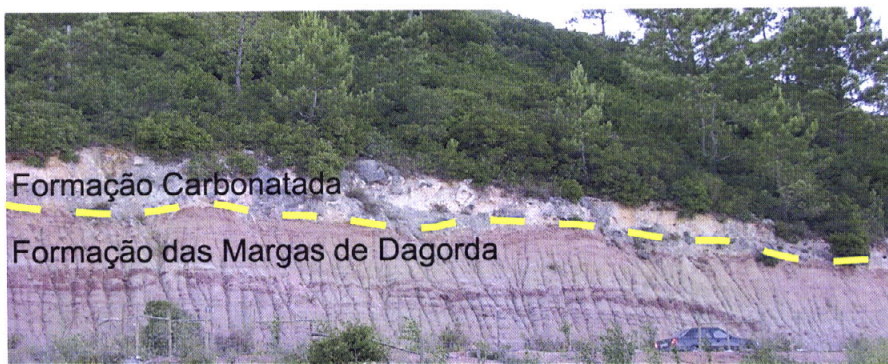
Nesta paragem gostávamos que medisses as atitudes dos calcários aflorantes, no interior das muralhas e interpretasses a sua estrutura.





### 3.2.11 – Sobral da Lagoa

<b>INTERESSE</b>	Observar um afloramento onde as Margas de Dagorda contactam com as unidades carbonatadas Jurássicas; Analisar algumas estruturas, na pedra que vais encontrar no fim do caminho, como os planos de estratificação e diáclases, Reforçar a importância económica das explorações de inertes das pedreiras.
<b>ACESSOS</b>	Após a entrada na localidade de Sobral de Lagoa o objectivo é encontrar a pedreira
<b>TIPO DE TRILHO</b>	Estrada asfaltada e estrada de terra batida.
<b>TRANSPORTE</b>	<b>Automóvel:</b> é possível a entrada para a pedreira, no entanto, convém pedir autorização, se for o caso de uma visita. <b>A pé:</b> o percurso de terra batida, ao longo do contacto margas/calcários, pode ser realizado a pé até à pedreira;
<b>EQUIPAMENTO</b>	Roupa confortável; agasalho para o vento; calçado resistente e confortável.
<b>DURAÇÃO</b>	15 a 30 minutos;



Nesta paragem podemos observar o contacto entre a unidade diapírica (Margas de Dagorda – formação avermelhada) e a formação carbonatada do Jurássico subjacente.



## 4 - GLOSSÁRIO

<b>Anticlinal</b>	Dobra convexa para cima numa sequência estratigráfica normal.
<b>Crinóide</b>	Fóssil do grupo dos equinodermes
<b>Diapiro</b>	Corpo de massa rochosa, que ascende na litosfera ou na astenosfera por ser menos densa (sal, lama entre outras) do que as encaixantes.
<b>Endógeno</b>	Fenômeno ou processo geológico que se realiza no interior da Terra, tais como: aquecimento provocado por radioatividade; variações de pressão e temperatura provocadas por reações e recristalizações minerais para fases minerais mais ou menos densas com emissão ou absorção de calor o que leva a movimentações de massas rochosas, magmas e fluidos no interior da terra.
<b>Época</b>	Divisão do tempo geológico hierarquicamente abaixo de "Período" e acima da "Idade". Em estratigrafia, a época (divisão cronológica) tem correspondência na unidade cronogeológica: série (divisão cronoestratigráfica).
<b>Era</b>	Divisão do tempo geológico hierarquicamente abaixo de Eon e acima de período. Por exemplo, o Eon Fanerozoico subdivide-se nas Eras: Paleozóica, Mesozóica e Cenozóica.
<b>Erosão</b>	Processo geológico de desgaste da superfície terrestre: as rochas, solos e coberturas vegetais sofrem a ação de agentes erosivos (água da chuva ou pluvial, água dos rios ou fluvial, do vento, do gelo, das correntes e marés, o embate das ondas), ocorrendo a retirada e o transporte de material na forma de fragmentos e soluções para outros locais até atingir o nível base de erosão onde se acumulam.
<b>Erosão diferencial</b>	Processo erosivo actuando diferentemente sobre cada tipo de rocha, as mais resistentes à erosão formam relevos altos e as mais fracas à erosão, zonas baixas e/ou relevos mais suaves.
<b>Exógeno</b>	Fenômeno ou processo geológico que se realiza na superfície da Terra. Inclui, por exemplo, fenômenos associados à meteorização.
<b>Fácies</b>	Termo geral para indicar o aspecto (a "face") da rocha e, assim, caracterizar um tipo ou grupo de rochas em estudo. Também é usado para dar conotação ao tipo de ambiente onde se forma, se formou ou se transformou a rocha, exemplos: fácies pelágica; fácies vulcânica; fácies metamórfica; fácies lacustres.
<b>Jurássico</b>	Período geológico da Era Mesozóica que se estendeu de 199 a 145 M. a. atrás.
<b>Falésia</b>	Escarpa, acompanhando a linha costeira. A erosão marinha da base da escarpa por ondas e correntes marinhas provoca desmoronamento das paredes da escarpa que tende a se apresentar verticalizada.
<b>Falha</b>	Superfície de fratura de rochas em que ocorre deslocamento relativo entre os dois blocos de um lado e de outro desta superfície que, muitas vezes, é plana.
<b>Graben</b>	Estrutura de falhas normais com um bloco central abatido.
<b>Horst</b>	Bloco relativamente elevado entre falhas normais com forte ângulo de mergulho.
<b>Lacuna</b>	O mesmo que hiato, intervalo de tempo referente a uma descontinuidade de sedimentação por não depositar e/ou por erosão de camadas já depositadas.
<b>marcas de ondulação (ripple marks)</b>	Superfície ritmicamente ondulada, com comprimento de onda centimétrico a decimétrico, em sedimentos arenosos ou siltosos que se forma em dunas, pela ação do vento, e em ambientes sub-aquáticos, pela ação de ondas e de correntes. Essas marcas podem ser simétricas ou assimétricas. As simétricas são mais típicas do vai e vem de ondas em lamina de água rasa e as assimétricas, são comuns quando a ondulação é formada por um fluxo de corrente (eólico, fluvial ou de canal de maré).
<b>Oólito</b>	Grão redondo do tamanho de areia (0,25 a 2mm), formado por precipitação química inorgânica em sedimentos de águas agitadas e com pouca deposição de material clástico. Constituído por carbonato ou sílica, precipita geralmente em camadas concêntricas em torno de um núcleo de quartzo ou de um fragmento de concha. Quando atinge dimensões de 0,5 a 1 cm chama-se pisólito.
<b>Plataforma Interna</b>	Zona ou faixa da margem continental separado do mar por uma barreira natural, que apresenta um gradiente topográfico suave.
<b>Regressão</b>	Recuo ou diminuição da área de sedimentação de uma bacia geológica para áreas mais internas, expondo, marginalmente, camadas já depositadas que ficam sujeitas, assim, aos processos erosivos sub-aéreos. A regressão resulta do recuo do mar (rebaixamento do nível base de erosão), seja por movimento eustático negativo, durante períodos glaciais, seja por soerguimento da crosta por movimento isostático positivo.
<b>Rift</b>	Estrutura correspondente a um vale ou depressão alongada, desenvolvida por tectônica extensiva e responsável pela nova crosta oceânica.
<b>Sincinal</b>	Dobra côncava para cima numa sequência estratigráfica normal.
<b>Terciário</b>	Período geológico da Era Cenozóica. Termo cronoestratigráfico informal que abrange os períodos Paleogénico e Neogénico.
<b>Transgressão</b>	Transgressão é o avanço da área de sedimentação de uma bacia geológica sobre as terras antes expostas, como ocorre quando o nível do mar sobe, transgredindo sobre áreas continentais. A transgressão resulta da elevação do nível base de erosão, seja por movimento eustático positivo, seja por subsidência da bacia de sedimentação (movimento isostático negativo).
<b>Triásico</b>	Período geológico mais antigo da Era Mesozóica que se estendeu de 251 a 199 M.a.
<b>Variações eustáticas</b>	Variações do nível dos oceanos devido a causas tectônicas ou meteorológicas.
<b>Würm</b>	Último período glacial que terminou há 11 500 anos.





## 5 – BIBLIOGRAFIA

- BERNARDES, C. (1992) – “A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitaniana): Modelos Depositionais e Arquitectura Sequencial”, Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Aveiro, 261p.
- CABRAL, J. (1995) – Neotectónica em Portugal continental – Memória nº 31 do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 265p.
- GILLETTE, D. D. & LOCKLEY, M. G. (1991) – *Dinosaur Tracks and Traces* – Published by Press Syndicate of the University of Cambridge, Australia, pp. 7, 85.
- KULLBERG, J., C. (2000) – “Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana”, Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 280 p.
- LOCKLEY, M. G. (2002) – *A Guide to the Fossil Footprints of the World*. University of Colorado Press pp. 84-91.
- LORENTE, F. P. (Coordenados) (2003) – *Dinosaurios Y Otros Reptiles Mesozoicos en España*, Ciencias de La Tierra, Gráficas Isasa, S. L. (Arnedo, La Rioja) pp. 433-443.
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D & MONTEIRO, J. H. (1979) – *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114p.
- VANNEY, J. R. & MOUGENOT, A. (1981) – *La plateforme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique*. Mem. Serv. Geol. Portugal, pp. 28-154.
- ZBYSZEWSKI, G (1959) - *Étude Structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha*. Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, N. S., nº 3, 182 + 5p.
- ZBYSZEWSKI, G & ALMEIDA, F, M. (1960) - *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 56p.
- ZBYSZEWSKI, G & FRANÇA, J, C. (1961) - *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000, Notícia explicativa da folha 26-B, Alcobaça*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 56p.

